

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE GEOGRAFÍA E HISTORIA
Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física



**TÉCNICAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA
APLICADAS AL ESTUDIO DEL ORIGEN DE LOS
LAHARES Y SU EXPERIMENTACIÓN EN
ESTRATOVOLCANES TROPICALES.**

**MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR**

Nuria Andrés de Pablo

Bajo la dirección del doctor

David Palacios Estremera

Madrid, 2011

ISBN: 978-84-694-3114-6

© Nuria Andrés de Pablo, 2009

Universidad Complutense de Madrid
Facultad de Geografía e Historia
Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física



**TÉCNICAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA APLICADAS
AL ESTUDIO DEL ORIGEN DE LOS LAHARES Y SU
EXPERIMENTACIÓN EN ESTRATOVOLCANES
TROPICALES**

MEMORIA DE TESIS DOCTORAL
Nuria de Andrés de Pablo

Bajo la dirección del Dr. David Palacios Estremera

Madrid, 2009

A mis padres

Agradecimientos

La elaboración de una tesis doctoral exige un esfuerzo importante por parte del autor, pero resultaría inviable sin la colaboración de un significativo número de personas y la cobertura económica de una o varias instituciones. De esta manera, vaya por delante mi agradecimiento a todas las personas y entidades que han hecho posible la realización de esta tesis doctoral y que, sin duda, no soy capaz de enumerar de forma exhaustiva en estos momentos.

Debo palabras de especial gratitud al Dr. David Palacios por su magistral dirección del trabajo. Sus orientaciones científicas siempre han ido acompañadas de grandes dosis de dedicación, esfuerzo y confianza. Su apoyo y grado de exigencia, así como la paciencia y generosidad demostradas durante la discusión y corrección de los contenidos, han sido esenciales para que este trabajo viera la luz.

Por otra parte, no puedo dejar de manifestar mi agradecimiento a mis maestros de Geografía que despertaron mi interés por esta Ciencia, y que han contribuido a mi formación. En este sentido, debo mi especial reconocimiento al Profesor Juan José Sanz Donaire, mi tutor durante el doctorado, y al Profesor Julio Muñoz Jiménez, de los que espero haber aprendido su rigurosidad científica y su meticulosidad en los trabajos de campo. También la Profesora Francisca Rubio, la Profesora Dra. Aná Sabaté, la Profesora Dra. Mercedes Molina y el Profesor Dr. José Estébanez Álvarez (*dep*) me han transmitido con su trabajo y calidad humana, no sólo conocimientos y técnicas, sino la pasión por esta disciplina. En general, mi agradecimiento a todos los componentes del Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física de la Universidad Complutense de Madrid que me han acogido, apoyado y animado desde que en 1991 entré como becaria de colaboración. Especial afecto merecen los compañeros que trabajaron en sus tesis en el Departamento durante este tiempo: Loli Díaz, Almudena Gil, Luis Miguel Tanarro, Javier de Marcos..., y recientemente Jose Úbeda y Jesús Alcalá. Mi gratitud también al Departamento de Geografía Humana.

Esta investigación ha contado con el apoyo económico y el respaldo logístico del proyecto de investigación “*Recursos y Prevención de riesgos hidrovulcánicos en estratovolcanes tropicales activos*” (CGL2006-01983), financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia, en el que he trabajado en calidad de investigadora contratada. También han contribuido los proyectos “*Recursos y riesgos hidrovulcánicos en la Cordillera Occidental del Altiplano Andino (Perú y Bolivia)*” (CGL2005-24176-E/BTE) y “*Cambio climático y recursos hídricos en los Andes Centrales*” (CGL2008-02324-E/BTE) y las Acciones Integradas HF2003-0191 y 07-ZA-77097, gracias a los que pude asistir a reuniones científicas en el extranjero. Además estos proyectos me han facilitado contactos e intercambios de ideas con otros investigadores que han enriquecido las discusiones de la presente investigación. Por otra parte, me han permitido incorporarme a un equipo de trabajo, cuyos miembros han realizado importantes aportaciones a esta Tesis. Así, el equipo topógrafos dirigido por el Dr. José Juan de Sanjosé, perteneciente al departamento de Expresión Gráfica de la Universidad de Extremadura, se encargó de realizar las mediciones y los levantamientos topográficos en el volcán Popocatepetl. Por otra parte, Jesús Alcalá y Jose Úbeda trabajaron en condiciones extremas en la colocación y recuperación de los termómetros instalados en las laderas de los volcanes. Con ellos compartí trabajo de campo. Gracias a Jose Úbeda, cuya Tesis fue tomando forma a la vez que esta, por sus palabras de

ánimo durante la fase final de redacción (cuando la mochila pesa demasiado, por encima de los 4.000 m). Asimismo, quiero agradecer la ayuda desinteresada del Profesor Dr. Luis Miguel Tanarro y sus aportes científicos al estudio de la geomorfología del Popocatepetl.

En el marco de estos proyectos, el Instituto de Geografía de la Universidad Autónoma de México me abrió sus puertas para realizar tres estancias científicas y facilitó la logística de los trabajos de campo. De esta manera, he tenido el privilegio de trabajar con el Dr. José Juan Zamorano que, con la rigurosidad que le caracteriza, me asesoró pacientemente en los trabajos de fotointerpretación y de geomorfología y me guió en numerosos trabajos de campo. A él, mi más sincero agradecimiento. También, mi agradecimiento para los profesores de la UNAM que siempre me han recibido con cariño - Dra. Lucía Capra (ahora en la Universidad de Querétaro), Dr. José Lugo Hubb, Dr. Lorenzo Vázquez-Selem y Dr. Arturo García- y a los becarios del Dr. Zamorano - Osvaldo Franco, Raúl Alvarado, Miguel Santos, Sócrates, Alejandro, Carlo...), siempre dispuestos a ayudar y a compartir unas “quecas” después del duro trabajo de campo en el Popo.

En Perú me acogieron en el Instituto Geológico Minero Metalúrgico de Perú (INGEMMET), con el que realicé una estancia en 2007, y en el Instituto Geofísico del Perú (IGP). Ambos facilitaron ayuda para el desplazamiento y apoyo logístico en los trabajos de campo. En especial, quiero agradecer la ayuda del Dr. Jesey Mariño y del Dr. José Macharé.

Quiero agradecer también el apoyo moral de familiares y amigos que he recibido durante estos años. En especial, la ayuda, valiosa e irremplazable, de los más cercanos, mis padres, mi hermano, mi marido y mis hijos, que han alentado, y también sufrido, cada minuto de trabajo. Muchas gracias a María y a David, por la paciencia con la que han aceptado que su madre se encerrara a escribir o se subiera a un volcán; y por haberme acompañado en trabajos de campo a más de 4.000 m.

Finalmente, quiero dedicar esta tesis doctoral a mis padres, quienes con su sacrificio, dedicación y apoyo me han proporcionado las oportunidades que me han conducido hasta aquí.

*“No podemos engañar a la naturaleza, pero
sí podemos ponernos de acuerdo con ella.”*
Albert Einstein (1879-1955)

Índice

<i>Abreviaturas y acrónimos empleados</i>	<i>v</i>
<i>Capítulo 1: Introducción.....</i>	<i>1</i>
1.- JUSTIFICACIÓN DE LA INVESTIGACIÓN	1
2.- HIPÓTESIS Y OBJETIVOS	7
3.- ÁREAS DE EXPERIMENTACIÓN	9
4.- ESTRUCTURA DE LA INVESTIGACIÓN	20
<i>Capítulo 2: Seguimiento de la actividad volcánica a través de la evolución geomorfológica del cráter. El caso del Popocatepetl (1994-2003).....</i>	<i>23</i>
1.- INTRODUCCIÓN	23
1.1.- Objetivos y estructura de la experimentación.....	23
2.2.- Estudios previos sobre la actividad volcánica y el cráter del Popocatepetl	25
1.3.- Revisión metodológica	27
2.- METODOLOGÍA Y APLICACIÓN	30
2.1.- Cartografía geomorfológica	30
2.2.- Tratamiento de los datos topográficos	41
3.- RESULTADOS.....	47
3.1.- Análisis geomorfológico del cráter del Popocatepetl	48
3.2.- Análisis morfométrico de los valores topográficos.....	75
4.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	94
4.1.- Periodización de la evolución morfológica del cráter y situación de riesgo en relación a los informes de actividad del CENAPRED y otras fuentes recopilatorias.....	94
4.2.- Comparación de los resultados con otros estudios.....	104
4.3.- Validación del método	106
4.4.- Conclusiones	108

<i>Capítulo 3: Seguimiento del retroceso glaciar debido a la acción volcánica. El caso del glaciar del Popocatépetl (1994-2003).....</i>	<i>111</i>
1.- INTRODUCCIÓN	111
1.1.- <i>Objetivos y estructura de la experimentación</i>	111
1.2.- <i>El retroceso de los glaciares: revisión metodológica</i>	113
1.3.- <i>Estudios previos sobre los glaciares del complejo volcánico Popo-Izta</i>	116
2.- METODOLOGÍA Y APLICACIÓN	123
2.1.- <i>Fotointerpretación</i>	123
2.2.- <i>Ortorrectificación de fotografías y de cartografías</i>	124
2.3.- <i>Tratamiento de los datos topográficos.....</i>	124
3.- RESULTADOS	126
3.1.- <i>Retroceso del glaciar del Popocatépetl.....</i>	126
3.2.- <i>Variación de volumen del glaciar del Popocatépetl.....</i>	129
3.3.- <i>Relación del retroceso del glaciar Popocatépetl con la actividad eruptiva</i>	132
3.4.- <i>Comparación del retroceso del glaciar del Popocatépetl con los glaciares de Ayoloco y Atzintli (Iztaccíhuatl)</i>	140
4.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	142
4.1.- <i>Comparación de los resultados con otros estudios</i>	142
4.2.- <i>Conclusiones</i>	151
 <i>Capítulo 4: La presencia de suelo helado en el cono superior. Los casos de los complejos volcánicos Popo-Izta y Misti-Chachani.....</i>	 <i>155</i>
1.- INTRODUCCIÓN	155
1.1.- <i>Objetivos y estructura de la experimentación</i>	155
1.2.- <i>Terminología referente al suelo helado</i>	157
1.3.- <i>Métodos de estudio para determinar la distribución del suelo helado.....</i>	160
1.4.- <i>Detección de suelo helado en las áreas de experimentación.....</i>	163
2.- METODOLOGÍA	166
2.1.- <i>Obtención de datos</i>	170
2.2.- <i>Tratamiento de los datos</i>	179
2.3.- <i>Análisis de los datos y estimaciones</i>	180

3.- RESULTADOS	185
3.1.- Presencia del suelo helado en el volcán Popocatepetl	185
A- Comportamiento térmico del suelo	185
B- Gradientes verticales de la temperatura	201
C- Modelo de distribución del permafrost según Abramov <i>et al.</i> (2008)	204
3.2.- Presencia del suelo helado en el volcán Iztaccíhuatl	209
A- Comportamiento térmico del suelo	209
B- Gradientes verticales de la temperatura	227
C- Modelo de distribución del permafrost según Abramov <i>et al.</i> (2008)	230
3.3.- Presencia del suelo helado en el volcán Misti	232
A- Comportamiento térmico del suelo	232
B- Gradientes verticales de la temperatura	249
C- Modelo de distribución del permafrost según Abramov <i>et al.</i> (2008)	253
3.4.- Presencia del suelo helado en el volcán Chachani	257
A- Comportamiento térmico del suelo	257
B- Gradientes verticales de la temperatura	269
C- Modelo de distribución del permafrost según Abramov <i>et al.</i> (2008)	273
3.5.- Síntesis de los resultados y comparaciones	275
4.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	286
4.1.- Discusión y validación del método	286
4.2.- Conclusiones	289

<i>Capítulo 5: Seguimiento de los factores que controlan la formación de los lahares secundarios. Análisis de la barranca Tenenepanco-Huiloac (2001-2008)</i>	295
---	-----

1.- INTRODUCCIÓN	295
1.1.- Objetivos y estructura de la experimentación	295
1.2.- Características del proceso	297

1.3.- Características específicas del proceso en el lugar de experimentación	304
2.- METODOLOGÍA Y APLICACIÓN	316
2.1.- Obtención y tratamiento de la información topográfica	316
2.2.- Análisis de las variaciones geomorfológicas.....	330
2.3.- Obtención y tratamiento de la información pluviométrica.....	339
3.- RESULTADOS	341
3.1.- Dinámica erosiva/sedimentaria en los canales laháricos.....	341
A- Tenenepanco.....	341
B- Huiloac.....	347
3.2.- Variaciones geomorfológicas en la barranca de Huiloac	357
3.3.- Las precipitaciones en la génesis de lahares secundarios	365
A- Características de las precipitaciones en el área de estudio	365
B- Relación de las precipitaciones con la producción de lahares secundarios	367
3.4.- Síntesis de los resultados y comparaciones	377
A- Evolución del tramo situado en el curso superior: Tenenepanco.....	377
B- Evolución del tramo situado en el curso medio: Huiloac.....	380
4.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	389
4.1.- Discusión y validación del método	389
4.2.- Conclusiones	395
 Capítulo 6: Conclusiones.....	 399
1.- CONCLUSIONES GENERALES	399
2.- VALIDACIÓN DEL MÉTODO	405
3.- PROPUESTA PARA LA MEJORA DE LA PREVENCIÓN DE RIESGOS CAUSADOS POR LAHARES A TRAVÉS DE LAS TIG	408
 Bibliografía.....	 415
Índice de figuras.....	445

Abreviaturas, siglas y acrónimos empleados

ACGR: *Asóciate Comité on Geotechnical Research.*

AP: antes del presente.

ASTER: *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer.*

AVO: *Alaska Volcano Observatory.*

AVTIS: *All-weather Volcano Topography Imaging Sensor.*

BTS: *Bottom Temperature Snow-* Temperaturas de la Base de la Cubierta Nival.

CAD: *Computer Aided Design.*

CC: coeficiente de correlación.

CENAPRED: Centro Nacional de Prevención de Desastres (México).

CVTM: Cinturón Volcánico Transmexicano.

D.F.: Distrito Federal.

DGCF: Dirección General de Carreteras Federales de México.

EDM: *Electronic Distance Measurement.*

ENSO: *El Niño-Southern Oscillation.*

ESRI In: *Environmental Systems Research Institute.*

GCOS: *Global Climate Observing System* (<http://www.wmo.int/pages/prog/gcos/index.php>)

GLIMS: *Global Land Ice Measurements from Space.*

GOES: *Geostationary Operational Environmental Satellite* (Satélite Geoestacionario Operacional Ambiental).

GPR: *Ground Penetrating Radar.*

Gtp: Gradiente térmico de profundidad.

Gtv: Gradiente térmico vertical.

IGN: Instituto Geográfico Nacional.

IGP: Instituto Geofísico del Perú.

INEGI: Instituto Nacional de Estadística y Geografía de México.

INEI: Instituto Nacional de Estadística e Informática del Perú.

INGENMET: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú.

IPA: *International Permafrost Association*.

JICA: Japan International Cooperation Agency.

Landsat-TM: *Landsat Thematic Mapper*.

LIDAR: *Light Detection and Ranging* o *Laser Imaging Detection and Ranking*.

Ma: Millones de años.

MDE: Modelo Digital de Elevación.

MIS 6: *Marine Isotope Stage*.

mm: milímetros

MODIS: *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*.

MVO: *Montserrat Volcano Observatory* (Observatorio Volcánico de Montserrat).

m s.n.m: metros sobre el nivel del mar.

OEA: Organización de los Estados Americanos.

p.e.: por ejemplo.

PEH: Pequeña Edad de Hielo.

PHIVOLCS: *Philippines Institute of Volcanology and Seismology* (Instituto Filipino de Volcanología y Sismología).

ppp: puntos por pulgada.

RMS: *Residual mean square*. Referido al error: residual cuadrático medio.

SAC: *Scientific Advisory Committee (on Montserrat Volcanic Activity)*.

SAR: *Synthetic Aperture Radar* (InSAR: interferometría SAR)

SCT: Secretaría de Carreteras y Transportes de México.

SIG: Sistema de Información Geográfica.

SMNM: Servicio Meteorológico Nacional de México.

SPOT-Pan: *Satellite Positioning and Tracking - Panchromatic*.

SRTM: *Shuttle Radar Topography Mision*.

SST: acrónimo de la expresión en inglés *Sea Surface Temperature* (temperatura de la superficie del mar), ampliamente empleada por la comunidad científica.

TIN: *Triangulated Irregular Network*.

TMAA: Temperatura media anual del aire.

TMAS: Temperatura media anual del suelo.

TMASS: Temperatura media de la superficie del suelo.

TSP: Temperatura de la parte superior del permafrost.

UCM: Universidad Complutense de Madrid.

UNAM: Universidad Nacional Autónoma de México.

VEI: acrónimo anglosajón de *Volcanic Explosivity Index* (Índice de Explosividad Volcánica) propuesto por Newhall y Self en 1982 y comúnmente aceptado por la comunidad científica.

WGI: *World Glacier Inventory*.

WGMS: *World Glacier Monitoring Service*.

WMO: *World Meteorological Organization* - Organización Meteorológica Mundial.

ZCIT: Zona de Convergencia Intertropical.

ZSAP: Zona Subtropical de Alta Presión.

ZVAC: Zona Volcánica de los Andes Centrales.

Capítulo 1: Introducción

1.- JUSTIFICACIÓN DE LA INVESTIGACIÓN

Las erupciones volcánicas se encuentran entre los riesgos naturales más devastadores, pero la amenaza no se limita ni finaliza con la expulsión propiamente dicha de materiales (gases, caída de ceniza, coladas de lava, flujos de piroclastos), sino que se incrementa con la posibilidad de que los materiales emitidos se mezclen con agua y fluyan por las laderas del volcán. Estos procesos, que la comunidad científica denomina **lahares**, se cuentan entre los fenómenos naturales más destructivos. Los lahares han ocasionado el 15% de la mortalidad mundial producida por catástrofes naturales entre los siglos XVII y XIX; que en el siglo XX se incrementó al 40%, debido a las catástrofes del Kelud (Java, Indonesia) y Nevado de Ruiz (Colombia), con más de 5.000 fallecidos el primero y con 23.080 el segundo (Thouret *et al.*, 2000). Ante estos datos, la investigación se ha orientado hacia la prevención y mitigación de las consecuencias desastrosas que pueden tener estos fenómenos y se ha marcado como objetivo la creación de mapas de peligrosidad y el estudio de periodos de recurrencia de los eventos. En los estudios llevados a cabo con estos fines, los autores recalcan la importancia del conocimiento preciso de los factores que originan el proceso, como condicionantes inequívocos del comportamiento y alcance de los flujos (Fairchild, 1987). A pesar de la trascendencia de los agentes que intervienen en el inicio de los lahares, existen muy pocos trabajos que establezcan relaciones sólidas entre estos y las consecuencias del flujo, debido principalmente al gran volumen de información que se debe manejar, fruto de las múltiples interrelaciones que se establecen entre dichos agentes y su variabilidad espacial y temporal. Las Técnicas de Información Geográfica (TIG) se presentan aquí como herramientas útiles en el conocimiento de los factores que intervienen en el origen de los lahares, ya que no solamente compilan la información de forma ordenada, tanto espacial como temporalmente, sino que son capaces de analizarla y ofrecer todas las combinaciones posibles de agentes que participan en el inicio del proceso, así como la intensidad de dicha influencia. En concreto, las TIG se aplican en esta investigación al conocimiento y seguimiento de factores que originan lahares en estratovolcanes tropicales. Las áreas que rodean a los estratovolcanes tropicales, en especial en los sectores más áridos, atraen gran cantidad de población, debido a que las cumbres de los edificios volcánicos son cuencas receptoras de precipitaciones y muchas albergan reservas hídricas en forma sólida (glaciares, nieves perpetuas y estacionales, y hielo atrapado en el suelo). Muchas de estas reservas hídricas son herencia de climas pasados más fríos y ahora dependen de la dinámica climática actual, muy poco estudiada, de las áreas tropicales de alta montaña, incluidos los efectos del calentamiento global. Así, las áreas próximas a los estratovolcanes tropicales constituyen un escenario de alto riesgo para las sociedades que las habitan, tanto por la posibilidad que tienen de reducir sus reservas de agua, y por lo tanto de limitar sus recursos y frenar su desarrollo, como por su localización en el área de influencia de los lahares originados a expensas de las propias reservas hídricas. De hecho, los lahares producidos en estos volcanes son los que más víctimas mortales han ocasionado (Thouret *et al.*, 2000).

El término “lahar”, de origen indonesio, aparece por primera vez en la literatura científica cuando Scrivenor (1929) describe los flujos catastróficos que se produjeron en la erupción de volcán Kelud (Java, Indonesia) en 1919, formados con el material

expulsado del volcán y el agua que se encontraba confinada en su cráter. El autor tradujo la palabra “lahar” como flujo de lodo (*mudstream*), pero ni el empleo del vocablo ni su traducción resultan acertados como apuntan Rodolfo y Arguden (1991), ya que en realidad la palabra significa “lava” (aunque los habitantes de las faldas del volcán no distinguían entre los flujos de lava y los flujos de escombros y agua, y aplicaban indiscriminadamente el término) y los flujos observados no eran *mudstreams* en el sentido sedimentológico, ya que implica un alto contenido en arcillas.

Posteriormente y de forma más rigurosa, van Bemmelen (1949) amplió la definición a flujos de lodo (*mudflows*) que contienen escombros y bloques angulares (brechas) de origen volcánico transportados por agua. Este autor aplicó el término tanto al proceso en sí, como al depósito que genera, y de esta forma se empleó en estudios posteriores (p.e. Crandell, 1971; Fisher y Schincke, 1984). En la práctica, según indican Smith y Lowe (1991) se denominaba lahar a cualquier depósito volcánico mal clasificado, aunque no tuviera indicios de flujo. Otros usos se restringieron a condiciones de deposición con altas temperaturas o como resultado directo del vulcanismo (p.e. Neall, 1976). La aplicación confusa del término llevó a Smith (1986) a recomendar que no se utilizara. Sin embargo, en la Conferencia de la Sociedad Geológica América Penrose se propuso una única definición para lahar (Smith y Fritz, 1989; Rodolfo, 1989): flujos rápidos formados por una mezcla de agua y escombros (diferentes a las corrientes de agua normales) producidos en un volcán. En este caso, el lahar es un evento, que puede referirse a uno o varios procesos discretos, pero no a un depósito. La definición resalta la complejidad del comportamiento de los eventos volcano-hidrológicos, cuyo movimiento puede ser del tipo de flujo saturado -de escombros (*debris flow*), o hiperconcentrado, incluso variar de uno a otro como fases de un único suceso, -o tratarse de una avalancha de escombros (Smith y Lowe, 1991). La diferencia de estos tipos de flujo se encuentra en la proporción de sedimentos y agua que intervienen, de forma que un flujo hiperconcentrado tiene un volumen de material de entre el 40% y el 60% (60%-80% del peso total), un *debris flow* presenta entre el 60% y el 80% del volumen en sedimentos (más del 80% de su peso) y las avalanchas de escombros tienen más del 80% del volumen de material respecto del total de su masa (Beverage y Culbertson, 1964). Estos tres tipos se pueden distinguir además por sus propiedades reológicas, hidrológicas, sedimentológicas y geomorfológicas, de forma que autores como Beverage y Culbertson (1964) y Costa (1984) han realizado clasificaciones de lahares según estos criterios (Daag, 2003; Muñoz, 2007).

Tal vez las clasificaciones más exhaustivas y completas son aquellas que se basan en las condiciones que originan los lahares. Para que se genere un lahar se requiere: abundante cantidad de material no consolidado, aporte de agua, laderas de fuerte pendiente y un mecanismo que inicie el movimiento (Vallance, 2000). Las distintas posibilidades que ofrecen estas condiciones proporcionan un amplio abanico de tipos de lahares que han sido agrupados bajo distintas denominaciones. Smith y Lowe (1991) resaltan la relación genética del fenómeno lahar con la actividad volcánica e incluyen la variable temporal al diferenciar aquellos flujos que se producen durante la erupción de los que se originan en periodos sin actividad volcánica. En ambos casos los autores especifican los procesos relacionados con la producción de grandes volúmenes de sedimentos, agua o ambos. Por último, indican cómo varía el tipo de flujo dependiendo de las cantidades de agua o material aportados (avalancha de escombros, *debris flow*, flujo hiperconcentrado o flujo de arroyada). Vallance (2000) se limita a distinguir entre lahares primarios o sin-eruptivos y secundarios o post-eruptivos o sin relación con una erupción concreta. Por otra parte, Lavigne (1998) y Thouret y Lavigne (2000) proponen una clasificación basada en el tipo de proceso desencadenante y en la

diferencia temporal de los eventos respecto de la erupción que origina el material. Así, distinguen lahares sin-eruptivos, lahares post-eruptivos y lahares no-eruptivos. Entre los primeros agrupan aquellos en los que la erupción actúa como mecanismo desencadenante bajo el nombre de *primarios*. Según Thouret y Lavigne (2000) los lahares primarios tienen su origen en las aguas de fusión, en las rupturas de presas que confinan lagos (en un cráter o en la red fluvial) o en las corrientes fluviales próximas. La denominación de *secundarios* queda reservada para los lahares que se forman a partir de precipitaciones copiosas, a la vez que el episodio eruptivo principal o meses o años después. Por lo tanto, la literatura otorga gran importancia a la procedencia del agua que interviene en el lahar y según este criterio se pueden distinguir diferentes orígenes que se matizan en función de su relación con la actividad eruptiva principal, con otros procesos volcánicos (alteración hidrotermal, calor geotérmico, deformación del terreno por intrusión de magmas) y no volcánicos (deslizamiento de laderas, meteorización, terremotos):

1.- *Aguas confinadas en lagos en el interior del propio cráter o en las proximidades del volcán:*

La liberación repentina del agua confinada en un cráter origina los lahares de mayor magnitud conocidos (Daag, 2003). La ruptura de la pared que retiene el agua puede ser causada por una erupción, cuyo ejemplo más emblemático se produjo durante la erupción del Kelud (Java, Indonesia) en 1919 (Thouret *et al.*, 1998). El volcán Ruapehu (Nueva Zelanda) ha sufrido procesos similares durante sus erupciones entre los que destacan por el área afectada los de 1969 (Pierson y Janda, 1994) y 1995 (Cronin *et al.*, 1997). Recientemente, el 18 de marzo de 2007, se registró un lahar ocasionado por la ruptura de la pared que retenía el agua en el interior del cráter. La erupción desencadenante se produjo el 6 de octubre de 2006 y la pared colapsó cinco meses después. Parece ser que las fuertes lluvias ayudaron al resquebrajamiento de la pared al igual que el filtrado lento de las aguas del lago, ácidas y más cálidas que de costumbre, (Bohannon, 2007).

La ruptura de la pared del cráter también se puede producir sin relación aparente con una erupción, como la sucedida en 1953 en el volcán Ruapehu causada por el debilitamiento debido a la meteorización de la pared (Vignaux y Weir, 1990). Otros autores indican la intervención de otros procesos como terremotos (Thouret y Lavigne, 2000).

En las cuencas de drenaje de los volcanes también existen aguas represadas por obstrucciones producidas por flujos de piroclastos, tefra o acumulaciones de materiales laháricos. Los lahares se pueden ocasionar a partir de la ruptura repentina de estas presas con la mezcla del agua liberada y el material de contención, al que también se puede añadir el procedente de deslizamientos de las paredes del valle y el incorporado en el recorrido por las laderas del edificio volcánico (Daag, 2003). Un ejemplo lo constituye la ruptura de la presa del río Chakachatna (Alaska), constituida por escombros volcánicos y material lahárico, que Waythomas (2001) data de principios del Holoceno.

Otro ejemplo de lahar relacionado con la liberación de aguas confinadas es el que describen Waythomas *et al.* (1996) en el colapso de la caldera del volcán Aniakchak (Alaska) hace 3.400 años.

Los lahares del Kelud y del Ruapehu (1969 y 1995) se clasifican del tipo sin-eruptivo primario en la clasificación de Thouret y Lavigne (2000), mientras que las rupturas de la pared de contención (del cráter o presas en ríos) originan lahares no-eruptivos.

2.- Precipitaciones intensas:

Los lahares alimentados con las aguas de lluvias abundantes presentan una frecuencia más alta, especialmente en los trópicos, aunque tienen una magnitud menor que los generados por otros mecanismos (Daag, 2003). Se encuentran numerosos ejemplos de lahares ocasionados por fuertes lluvias ocurridas durante las erupciones, como los 200 que se sucedieron tras la erupción del Pinatubo (Filipinas) en 1991 (Pierson *et al.*, 1996).

Grandes cantidades de precipitaciones pueden desencadenar lahares catastróficos incluso décadas después de la última erupción (Kerle y van Wyk de Vries, 2001). Así por ejemplo, la erupción de 1978 del Mayón (Filipinas) no originó lahares de forma inmediata, pero los productos sólidos de esta erupción alimentaron los lahares provocados por el tifón de 1981 (Rodolfo, *et al.*, 1989). En el mismo volcán, las fuertes precipitaciones del tifón Saling arrastraron los materiales expulsados en la erupción que tuvo lugar un año antes (Rodolfo, 1989; Rodolfo y Arguden, 1991). En el caso de los numerosos lahares que tuvieron lugar entre diciembre de 1994 y mayo de 1996 en el Merapi (Java, Indonesia), las lluvias monzónicas fueron el agente que movilizó el material producido en la erupción de octubre de 1994 (Lavigne y Thouret, 2002). En este grupo, Muñoz (2007) incluye los lahares de septiembre de 1993 ocasionados por fuertes precipitaciones en las laderas del volcán Popocatepetl (México), después de 46 años sin actividad.

Mayor alcance tuvieron los lahares producidos en la ladera sur del volcán Casita (Nicaragua), un volcán considerado dormido, sin ningún registro eruptivo en época histórica (Scott *et al.*, 2005). El huracán Mitch (octubre de 1998), a su paso sobre el volcán Casita, descargó 700 mm en 48 horas y provocó una avalancha de escombros en las faldas del volcán que fue derivando hacia un flujo hiperconcentrado que acabó con la vida de 2.500 personas, la población entera de El Porvenir y Rolando Rodríguez (Sheridan *et al.*, 1998).

Los primeros ejemplos se encuadran en la clasificación de Thouret y Lavigne (2000) en el grupo de lahares sin-eruptivos secundarios, los segundos se califican de secundarios post-eruptivos y el tercero en el apartado de los no-eruptivos con origen hidromorfológico.

3.- Fusión de nieve o hielo:

Los lahares históricos que han causado más daños han acompañado a erupciones de volcanes cubiertos por nieve o hielo (Major y Newhall, 1989). En la erupción de 1980 del St. Helens (EE UU), los flujos piroclásticos ocasionaron el deshielo parcial del glaciar y de la nieve acumulada en el cono superior. El agua de fusión se mezcló con el material basal de los flujos piroclásticos y se produjeron lahares (Pierson, 1986). De igual manera, los piroclastos emitidos en la erupción de 1985 del Nevado de Ruiz (Colombia) causaron el deshielo de la superficie de su glaciar lo que dio lugar a catastróficos lahares que superaron los 60 km de distancia (Waite *et al.*, 1983; Major y Newhall, 1989).

En el volcán Villarrica (Chile) fueron las coladas de lava las encargadas de fundir parte del glaciar durante las erupciones de 1984-85. En algunos casos, el agua de fusión se perdió casi por completo por evaporación e infiltración, pero en otras ocasiones se mezcló con materiales sueltos y formó lahares que afectaron a las poblaciones próximas (González-Ferrán, 1984). Algo similar ocurrió en el volcán Llaima (Chile) durante la erupción de 1979, cuando Moreno y González-Ferrán (1979) informaron que la lava incandescente cruzó el glaciar y el agua de fusión produjo pequeños lahares.

En la erupción del volcán Redoub (Alaska) en 1989 un flujo de piroclastos provocó una avalancha (*slush avalanche*) sobre el glaciar y los materiales volcánicos sólidos, junto con el hielo y nieve fundidos y trozos de hielo, se incorporaron a la corriente del río Drift (Trabant *et al.*, 1994). El 23 de marzo de 2009, el personal de Observatorio Volcánico de Alaska presenció un lahar que discurría por el valle del Drift, alimentado por las aguas de fusión del glaciar. Los lahares producidos entre marzo y mayo de ese año alcanzaron una distancia de 35 km (AVO, 2009).

La fusión del hielo se puede producir también en la base del glaciar por la acción del calor geotérmico. El proceso ha sido ampliamente estudiado en Islandia y su ejemplo más representativo es el sucedido durante la erupción del volcán Katla en 1918, cuando el deshielo de la base del glaciar originó la ruptura del hielo suprayacente y la masa de agua, material volcánico y hielo fluyó formando un lahar que recibe el nombre específico de *jökulhlaup* (Major y Newhall, 1989). Otro caso más reciente se produjo en el glaciar Vatnajökull en 1996 (Gudmundsson *et al.*, 1997).

El agua de fusión de la nieve o de un glaciar causada por el calor geotérmico del edificio puede intervenir en procesos de alteración hidrotermal. Las lavas y las brechas se meteorizan rápidamente gracias a presencia de ácidos y del agua calentada que penetra por las fisuras. Las laderas se desestabilizan y el material, mezclado con el agua de fusión y en ocasiones con trozos de hielo o nieve, forma lahares. Este tipo de origen de lahares se ha observado en Mt Rainier (EE UU) donde se han encontrado evidencias de lahares con 500 años de antigüedad, formados por esta causa (Driedger y Scott, 2008; John *et al.*, 2008).

Las laderas cubiertas por hielo o por espesores determinados de nieve también se pueden inestabilizar por la intrusión del magma en capas superiores o por terremotos. Fairchild (1987) apunta que el mecanismo que inició el flujo del lahar North Fork, durante la erupción de 1980 del St. Helens, fue una serie de tremores armónicos que se sucedieron a la deposición de una avalancha de escombros con pequeños trozos de hielo en la ladera del volcán. Los movimientos sísmicos generados por la ascensión del magma fueron suficientes para fundir el hielo y saturar los sedimentos que comenzaron a desplazarse ladera abajo.

4.- Incorporación de sedimentos a una corriente de agua:

Según Thouret y Lavigne (2000) la mayor parte de los lahares sin-eruptivos se generan cuando el sistema de drenaje que circunda el volcán recibe los aportes de un flujo piroclástico, de una oleada piroclástica (*pyroclastic surge*) o de una avalancha de escombros. El suceso más estudiado es el del lahar South Fork en la erupción del St. Helens (1980) que se formó por la adicción de un flujo de piroclastos a la corriente de agua (Scott, 1988). Antes de su incorporación al sistema del río Toutle, el flujo de piroclastos generó avalanchas de nieve que rápidamente se fundió y se incorporó a la masa piroclástica.

También las oleadas piroclásticas son susceptibles de generar lahares como sucedió durante la erupción del Bezymianny (Rusia) en 1956, en la que una oleada piroclástica, tras atravesar las laderas nevadas, se incorporó al valle del Hapitsa y generó lahares (Gorshkov, 1959). En la erupción de 1997 de ese mismo volcán, se reprodujeron las condiciones para la formación de lahares en la red fluvial circundante a partir de oleadas piroclásticas inicialmente y flujos piroclásticos después (Belousov *et al.*, 2002).

Por último, las avalanchas de escombros generadas en las laderas de los volcanes pueden movilizarse hasta los cursos fluviales y generar lahares de grandes dimensiones, como el lahar North Fork (Fairchild, 1987) en el St. Helens (1980). Otro ejemplo se

encuentra en el Cotopaxi (Ecuador), con una avalancha de escombros que hace unos 5.000 años se unió al curso alto del río Pita (Barberi *et al.*, 1995).

Tras observar la magnitud de los lahares provocados por la erupción del St. Helens en 1980 y el desastre ocasionado por los lahares del Nevado del Ruiz en 1985, que sepultaron la ciudad de Armero y ocasionaron 23.080 víctimas mortales (Pierson *et al.*, 1990), se multiplican los estudios sobre lahares con el objetivo de mejorar el conocimiento sobre estos procesos y minimizar el impacto negativo que originan. De esta forma se dirigen investigaciones desde las distintas ramas de la ciencia, principalmente la Geología, la Geofísica y la Geomorfología (Muñoz, 2007). Los aspectos más tratados de los lahares son, en primer lugar, su hidrología y el comportamiento de su flujo. Numerosos trabajos tratan de determinar los parámetros del flujo lahático (velocidad, viscosidad, área inundada...) (Pierson, 1985, 1986, 1998; Pierson *et al.*, 1990, 1994; Lavigne y Thouret, 2002; Muñoz-Salinas, *et al.*, 2007 entre otros), mientras que otros analizan las características sedimentológicas de los depósitos generados para conocer el tipo de flujo y las cantidades de sólidos y líquidos involucradas (Pierson y Costa, 1987; Major *et al.*, 2000; Capra y Macías, 2002; Capra *et al.*, 2004; entre otros). Por otra parte, se encuentran tanto las investigaciones encaminadas a aplicar la instrumentación necesaria para la detección precoz de los eventos (Bautista *et al.*, 1991; Lavigne *et al.*, 2000; Guevara *et al.*, 2003; Daag, 2003; Andrade *et al.*, 2004), como las orientadas a la generación de mapas de peligrosidad (Hoblitt *et al.*, 1998; Sisson *et al.*, 2001; Neall *et al.*, 2001; PHIVOLCS, 2006 y 2007) y simulaciones (Stevens *et al.*, 2003; Delaite *et al.*, 2005; Kumar *et al.*, 2005; Procter *et al.*, 2004; Williams *et al.*, 2005; Williams, 2006; Muñoz-Salinas *et al.*, 2009) para el análisis del riesgo y futura administración de medidas de mitigación.

Muchos de estos trabajos conceden gran importancia a las condiciones de iniciación de los lahares para comprender sus mecanismos y aminorar las consecuencias. En los capítulos siguientes se recogen citas que documentan esta afirmación, pero tal vez la idea queda resumida en el artículo de Fairchild (1987), donde demuestra que dos lahares producidos durante el mismo episodio eruptivo se comportan de diferente manera y, sobre todo, tienen distinto potencial de destrucción debido a los distintos mecanismos de iniciación. Esta valoración del contexto del origen de los lahares ha conducido a que las clasificaciones basadas en este criterio sean las más utilizadas (Lavigne, 1998; Thouret y Lavigne, 2000; Smith y Lowe, 1991).

Pero a pesar de esta importancia, son escasas las investigaciones que tratan de analizar las causas desencadenantes de los lahares, ya que como se ha visto, la mayor parte sólo considera el comportamiento físico del flujo o delimita áreas de peligrosidad. Únicamente algunos estudios de sedimentología lahática, como el de Capra *et al.* (2004) llegan a definir el área de inicio del lahar a partir del estudio de los depósitos. Por otra parte, un grupo de investigaciones se dirige hacia la búsqueda de una relación entre la intensidad de precipitaciones y la generación de lahares. Estos últimos no han resultado muy exitosos, y, aunque en algunos casos se hayan podido establecer umbrales de inicio (Daag, 2003; van Westen y Daag, 2005), estos sólo son aplicables al lugar de experimentación (Tuñgol y Regalado, 1997). En otras ocasiones, en un mismo edificio volcánico se han documentado diferentes umbrales de precipitación (Daido, 1985).

Dentro de las técnicas empleadas, los Sistemas de Información Geográfica (SIG) han supuesto un cambio metodológico en el marco de la gestión del riesgo volcánico, no sólo para generar mapas de riesgos, sino para automatizar su actualización (Felpeto, 2002). El gran volumen de información que se requiere justifica el empleo de SIG, además de la necesidad de integración de todos los datos, desde la compatibilidad de

formatos, hasta su interdependencia (en qué medida uno influye en otro). En las metodologías empleadas hasta el momento para la gestión de riesgos volcánicos en general los SIG se han utilizado como plataforma de desarrollo de modelos numéricos (Felpeto, 2002; Muñoz, 2007) y para compilar los parámetros de entrada. De esta manera, en la metodología propuesta por Ortiz (1995) se considera que un SIG debe almacenar modelos digitales de elevación y datos meteorológicos e hidrológicos, de forma similar a lo que apunta Gómez (1997), que señala como parámetros de inicio los modelos digitales del terreno, datos meteorológicos (dirección y velocidad del viento) y datos socioeconómicos (población, inventario de infraestructuras y usos del suelo). Por último, Pareschi *et al.* (2000) indican que un SIG debe de cumplir las funciones principales de compilador de mapas de riesgo, diseño de planes de evacuación y almacén de bases de datos socioeconómicos.

2.- HIPÓTESIS Y OBJETIVOS

Basándose en las consideraciones anteriores se han establecido las siguientes hipótesis de investigación:

- La literatura existente sobre lahares ha reiterado la necesidad del conocimiento de las causas que originan los lahares, como punto de partida en cualquier tipo de análisis sobre los mismos, en especial desde el punto de vista de mitigación de daños y reducción de pérdidas humanas. Por ello, la utilidad de cualquier trabajo encaminado al estudio de un lahar determinado o a la elaboración de mapas de riesgo y su posterior gestión, tiene que estar avalada por el conocimiento exhaustivo de los *procesos que generan su inicio*
- Las investigaciones realizadas hasta la fecha han ido recopilando los factores que intervienen en la formación de lahares. La mejor forma para comprender dichos factores de inicio es establecer y aplicar un método de *seguimiento* de los procesos que los caracterizan.
- El inicio de estos flujos no viene marcado por una única característica, sino que participan diferentes condiciones en distinta medida. No tener en cuenta esta realidad, lleva a resultados parciales y poco prácticos, como el intentar establecer umbrales de precipitación para la generación de lahares sin tener en cuenta la topografía de cada momento, el estado del canal u otros aportes de agua. Por lo tanto, la *Geografía*, con su carácter multidisciplinar, se presenta como marco de estudio más adecuado para la aproximación a un fenómeno en el que concurren varios parámetros de entrada.
- Según lo anterior, las *Técnicas de Información Geográfica* (TIG) son las más idóneas para el tratamiento de los datos y el análisis de los mismos. Entre ellas destacan los SIG, que han probado su utilidad como herramienta indispensable en la generación de mapas de peligrosidad y riesgos volcánicos y como plataformas para implementar modelos de simulación. Por lo tanto, los SIG pueden ser igualmente útiles para llevar a cabo un seguimiento de cada uno de los procesos que interviene en el origen de los lahares actuando como almacenes de información, instrumento de compatibilización de los datos aportados por otras TIG (fotointerpretación, fotogrametría, análisis estadístico de series climáticas...), herramientas de análisis y visualizadores multitemporales y de conjunto.
- Las observaciones realizadas hasta el momento de flujos laháricos llevan a la conclusión de que si bien estos procesos presentan características comunes en

todo el mundo (tipos de flujo y fuentes de alimentación), su origen está condicionado por las características concretas de cada volcán (topografía del edificio volcánico, tipo de erupción, existencia de glaciares, presencia de suelo helado, posibilidad de lluvias abundantes...). Por lo tanto, los procesos que intervienen en el inicio de los lahares son *únicos* y se relacionan con los rasgos característicos de cada volcán.

- Los lahares que han ocasionado más daños y, sobre todo, mayor número de víctimas humanas se localizan en países económicamente desfavorecidos. Entre ellos destacan especialmente los que se localizan en climas tropicales benignos, donde las poblaciones se concentran en torno a los volcanes, ya que sus suelos son ricos y favorecen las explotaciones agrícolas. Así, mientras que los lahares de la erupción del St. Helens (EE UU, 1980) ocasionaron 60 víctimas mortales, los del Nevado del Ruiz (Colombia, 1985) o del Casita (Nicaragua, 1998) acabaron con la vida de 23.080 y 2.500 personas, respectivamente. Por esto, las técnicas empleadas en el estudio del origen de los lahares, así como las que se utilicen posteriormente en las simulaciones y en las herramientas que apoyan en la toma de decisión a los gestores, tienen que ser *económicamente asequibles*, tanto en su adquisición como en el manejo. De esta manera, se ha procurado que las fuentes de información y técnicas empleadas en la presente investigación cumplan este requisito. Así la empresa ESRI Inc (Environmental Systems Research Institute), propietaria del SIG empleado (plataforma ArcMap, bajo licencia ArcView) ha firmado acuerdos con países menos desarrollados para donar programas y formar a los usuarios (p.e. acuerdo entre ESRI y la OEA – Organización de los Estados Americanos– en 2006). Además, las operaciones que se han realizado con este SIG se pueden desarrollar con los numerosos programas gratuitos que se encuentran en Internet.

Según estas premisas, el objetivo de esta investigación se centra en el *seguimiento de los factores que controlan el inicio de los lahares, mediante el empleo de técnicas de información geográfica asequibles, y en la aplicación práctica de los métodos elegidos a casos concretos.*

Los objetivos específicos se proponen en función de las características de cada uno de los procesos que intervienen en la generación de los lahares, que, a su vez, están condicionados por las áreas de experimentación elegidas. Entre la variedad de procesos que participan en la formación de lahares, como se ha visto en la clasificación realizada en el apartado anterior, en la presente investigación se ha seleccionado un grupo representativo sobre los que se realiza un seguimiento temporal. Así se analizan las variaciones geomorfológicas que sufre un cráter, como manifestación visible de su actividad; la evolución de glaciares localizados en las cumbres los volcanes, como posibles aportes de agua líquida; la presencia de suelo helado en el área fuente; y las modificaciones en los canales en los que se forman y por los que discurren estos flujos. Para ello, se aplican unas técnicas determinadas supeditadas a cada proceso y a las características de cada área de experimentación elegida. Las áreas de experimentación se han seleccionado en función de su representatividad en el mundo tropical: el complejo volcánico Popocatepetl-Iztaccíhuatl (Popo-Izta), en México, y el complejo Misti-Chachani, en Perú, que se presentan con detalle en el apartado 3 de este capítulo.

De esta manera se han fijado los siguientes objetivos específicos:

- Desarrollar y aplicar una metodología para el seguimiento de los cambios geomorfológicos sucedidos en el interior de un cráter, como aspecto perceptible de la evolución de la actividad volcánica.
- Deducir de la evolución morfológica del cráter el tipo de actividad volcánica y los tipos de materiales sólidos aportados susceptibles de formar parte de lahares.
- Establecer una metodología para cuantificar el retroceso o incremento de los glaciares localizados en la cumbre de los volcanes.
- Aplicar la metodología anterior a un glaciar localizado en un volcán activo y a otro de un volcán considerado dormido. Establecer comparaciones entre ambos para separar las modificaciones debidas a causas climáticas o volcánicas.
- Relacionar el retroceso del glaciar con la generación de lahares.
- Plantear y aplicar una metodología para determinar áreas en las que exista una alta probabilidad de formación de hielo en el suelo: áreas periglaciares y presencia de permafrost.
- Establecer vinculaciones entre la posible presencia de permafrost o de suelo helado estacional con la formación de lahares.
- Presentar y aplicar unas técnicas para el seguimiento de las modificaciones sufridas en canales afectados por la formación de lahares secundarios.
- Relacionar los cambios morfológicos, en términos de erosión y sedimentación, experimentados en un tramo de canal lahárico con las precipitaciones recogidas en estaciones próximas en el periodo de estudio.
- Validar cada una de las metodologías empleadas comparando los resultados obtenidos en los casos de estudio con otros conseguidos mediante el uso de técnicas diferentes o con los conseguidos en otros volcanes.

3.- ÁREAS DE EXPERIMENTACIÓN

Para aplicar las metodologías que se proponen en esta investigación se han elegido dos complejos volcánicos situados en la franja tropical: el complejo Popocatepetl-Iztaccihualt (Popo-Izta) en México y el complejo Misti-Chachani en Perú. La selección de estos complejos se basa en que ambos presentan una serie de características comunes que facilitan la comparación de los resultados. En primer lugar, se localización dentro de la franja tropical en latitudes muy similares en el Hemisferio Norte y en el Hemisferio Sur: el complejo Popo-Izta se encuentra a 19° N y el complejo Misti-Chachani a 16° S. Por otra parte, ambos están compuestos por un edificio activo que presenta la típica morfología cónica (Popocatepetl y Misti) y una dorsal volcánica compleja considerada dormida (Iztaccihualt y Chachani). De esta manera, y por comparación, resulta evidente la influencia de la actividad volcánica en los factores de inicio de los lahares. Otra de las razones en las que se sostiene la elección es la existencia de registros que demuestran que estos volcanes fueron el escenario de lahares en el pasado. Por último, se ha valorado la cercanía de grandes núcleos de población que se asientan en la base de estos edificios de los que les separa un importante desnivel topográfico. Así, la Ciudad de México, con una elevación media de 2.240 m s.n.m. y un volumen de población que supera los 20 millones de habitantes, se encuentra a unos 70 km de distancia del complejo Popo-Izta, con el que guarda un desnivel de 3.212 m. Arequipa (2.335 m s.n.m), es la segunda ciudad más poblada de Perú, con 864.692 habitantes (INEI, 2007) y se encuentra tan sólo a 17 km de distancia del Misti, con el que presenta un desnivel de 3.487 m. Ambas sociedades se encuentran en desarrollo,

por lo que cualquier modificación en su medio natural y sus recursos puede alterar su progreso.

Los volcanes Popocatepetl (19° 03'N; 98° 35'O; 5.424 m s.n.m.) e Iztaccíhuatl (19° 11' N; 98° 38' O; 5.230 m s.n.m.) constituyen el extremo sur de la Sierra Nevada, compuesta además por los volcanes Tláloc y Telapón (Figura 1.1.B). La Sierra Nevada forma parte del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), que cruza el altiplano central de México desde las costas del estado de Nayarit (Pacífico) hasta las de Veracruz (Golfo de México), entre los paralelos 19° y 20° N. Esta sierra pertenece al conjunto de cadenas de estratovolcanes y volcanes compuestos presentes en el CVTM, con una alineación general N-S y NE-SO, donde, aparentemente, se ha producido una migración de la actividad volcánica en los últimos 2 Ma hacia la parte frontal del arco volcánico, en el sur (Macías, 2005).

El vulcanismo del CVTM se debe a la subducción de la placa de Cocos bajo la placa Norteamericana, a lo largo de la Fosa Mesoamericana (Nixon, 1982; Morán-Zenteno *et al.*, 1999) (Figura 1.1.A). La formación del complejo Popo-Izta está en relación con dos grandes arcos tectónicos: el arco Tarasco, de edad pliocena, que se relaciona con la facturación y emplazamiento de las Sierras Mayores del CVTM, entre las que se encuentra Sierra Nevada; y el arco Chichinautzin, iniciado a principios del Cuaternario, que determina el vulcanismo actual de las cuencas de México, Toluca y Puebla (Mooser *et al.*, 1996). Los sistemas de fallas asociados a estos arcos han favorecido el ascenso del magma que ha contribuido a la construcción de los edificios volcánicos Popocatepetl e Iztaccíhuatl.

El complejo Popo-Izta (Figura 1.1.C) se encuentra en la zona intertropical (19° N); en el interior continental, a una distancia similar (300 km) de la costa del Pacífico y del Golfo de México; y en la parte central de una cadena montañosa alargada de este a oeste (CVTM). Estos factores, junto a la elevada altitud de sus cumbres, que se encuentran por encima de los 5.000 m s.n.m., condicionan los rasgos climáticos del complejo. Durante los meses de verano, la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) se encuentra próxima al área de estudio, que queda bajo el dominio de los alisios y de ciclones tropicales, que favorecen la inestabilidad y las precipitaciones. Por el contrario, la ZCIT se retira en la estación invernal para dar paso a la Zona Subtropical de Alta Presión (ZSAP) (20° N) caracterizada por la estabilidad atmosférica y un bajo grado de humedad. Las escasas precipitaciones que se recogen en estas fechas se deben a la llegada esporádica de células ciclónicas muy debilitadas, procedentes del norte del país, que se reactivan por efecto orográfico. La influencia de la altitud en las precipitaciones no está estudiada, debido a la ausencia de datos, aunque existen referencias en estudios referidos a la vegetación como el de Beaman (1962), en el que se indica un aumento de las precipitaciones con la altitud hasta alcanzar los 1.300 mm a los 3.200 m para luego disminuir (1.200 mm a los 4.000 m). Por el contrario, las temperaturas disminuyen siempre con la altitud, desde los 13,6° C de media anual en la serie normal 1971-2000 de la estación de la red meteorológica de Amecameca de Juárez (2.470 m s.n.m.) (SMNM) hasta los 2,90° registrados entre 2004 y 2005 a 4.379 m en el Popocatepetl o -0,54° C del año 2002 a 4.890 m en el Iztaccíhuatl, en la red termométrica de los proyectos de investigación LAHAR (Capítulo 4).

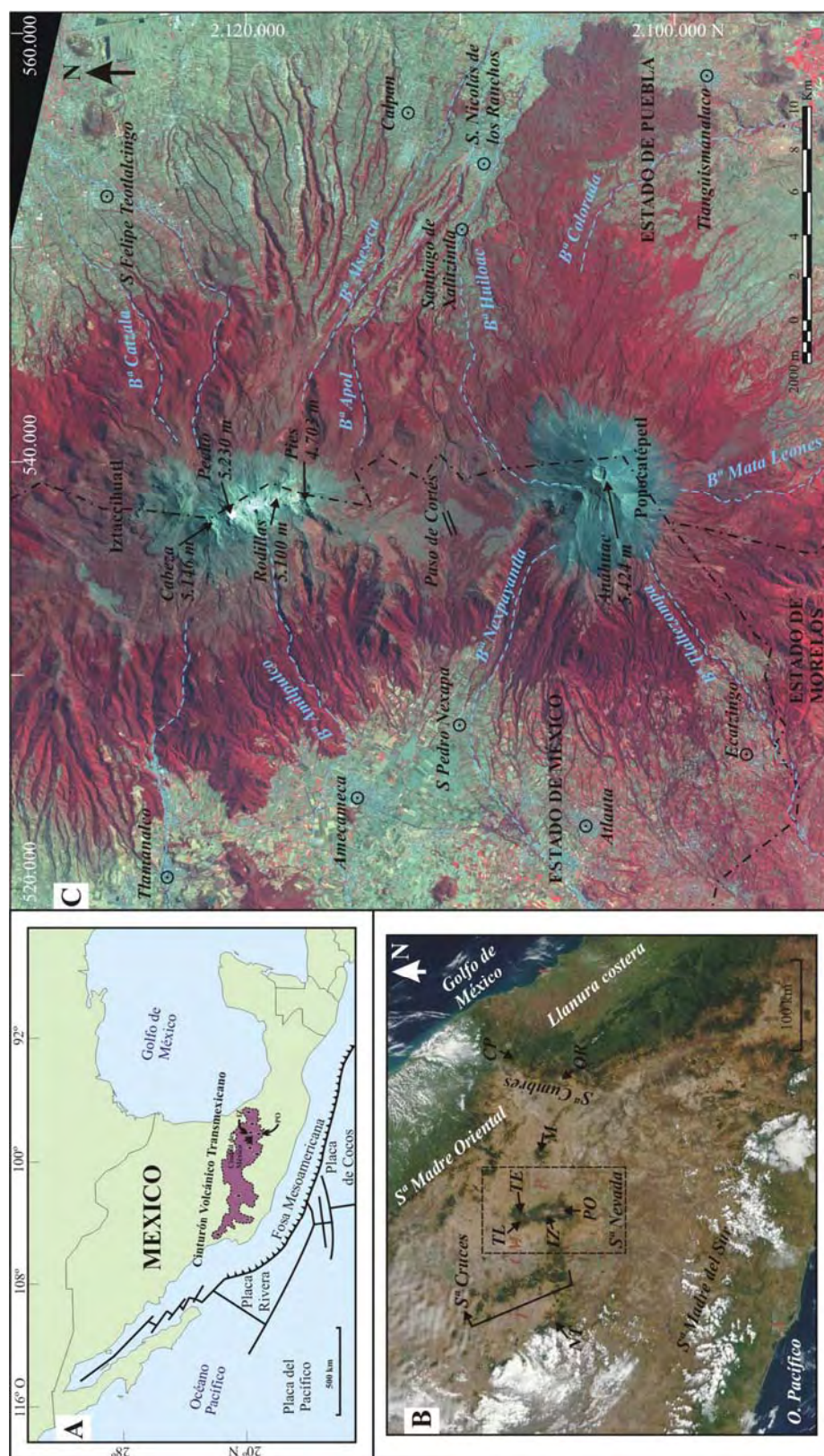


Figura 1.1. A. Localización de los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl en el Cinturón Volcánico Transmexicano. El volcanismo del CVTM se debe a la subducción de la placa de Cocos bajo la placa Norteamericana, a lo largo de la Fosa Mesoamericana (Modificado de Morán-Zenteno *et al.*, 1999). B. En la imagen del satélite Landsat (2003) se observa la alineación de algunas sierras del CVTM y la localización de las ciudades más pobladas (NT: Nevado de Toluca, TL: Tláloc, TE: Telapón, IZ: Iztaccíhuatl, PO: Popocatepetl, M: Malinche, OR: Pico de Orizaba, CP: Cofre de Perote, T: Toluca, CM: Ciudad de México, P: Puebla, V: Veracruz). C. Imagen SPOT (2004) del complejo volcánico Popo-Izta, donde se señalan las cumbres y las poblaciones cercanas.

El **Popocatépetl** (“cerro que humea” en lengua náhuatl) (Figura 1.2.A) está considerado como un estratovolcán de edad plio-cuaternaria, emplazado sobre un basamento de rocas metamórficas paleozoicas y sedimentarias cretácicas (Macías, 2005). Mooser *et al.* (1996) distinguen cinco edificios anteriores a la formación del actual Popocatépetl. El último de ellos, el volcán Nexpayantla (Mooser *et al.*, 1958), se formó hace 100.000 años mediante derrames andesíticos y dacíticos, pero una erupción tipo Bezymiany, ocurrida hace 36.000 años (Robin y Boudal, 1987), produjo el colapso del antiguo cono. El resultado fue la formación de una caldera, cuyos límites todavía son visibles en el Escarpe de Tlamacas, al noreste del Popocatépetl (Figura 1.2.B), y el depósito de la avalancha Tlayecac Inferior (Fries, 1965). Posteriormente, sobre los restos del Nexpayantla se levantó el volcán Ventorrillo, que colapsó hacia el suroeste hace unos 23.000 años y generó los depósitos de avalancha Tlayecac Superior (Siebe *et al.*, 1995). Espinosa-Pereña y Martín-Del Pozo (2006) sugieren que la fusión de un antiguo glaciar movilizó estos depósitos y formó lahares que, a través del río Nexapa, llegaron hasta el río Balsas.

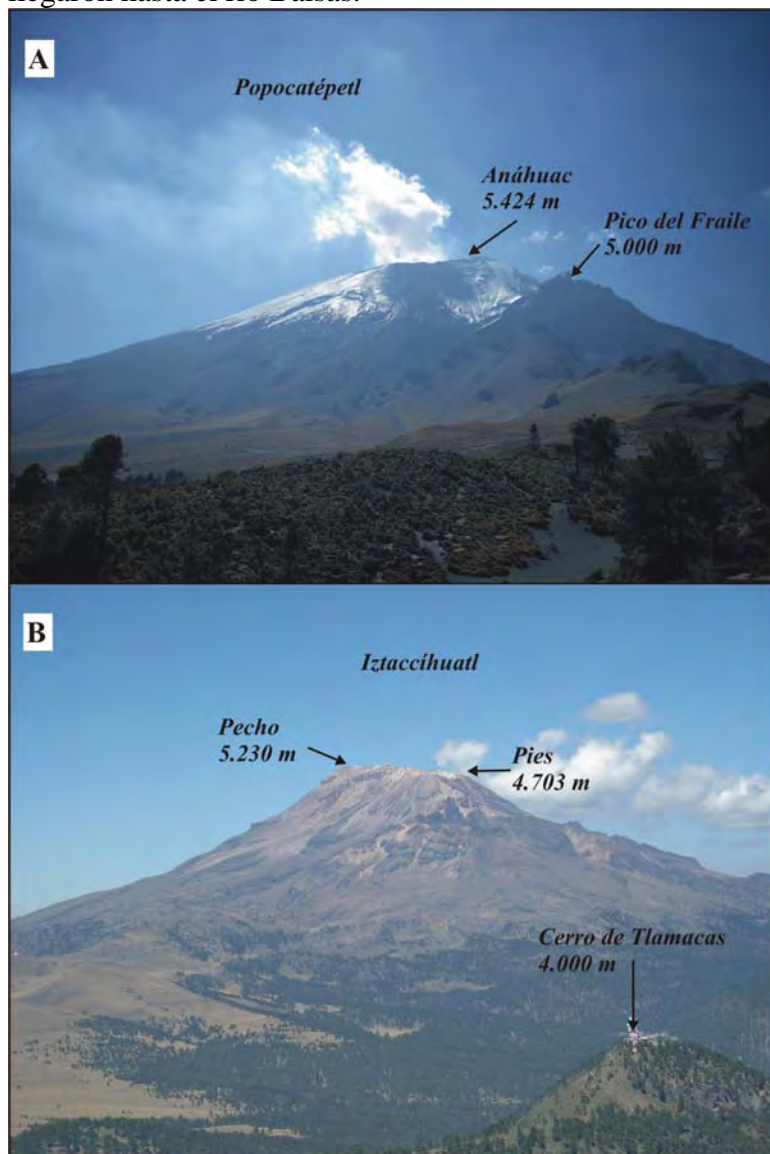


Figura 1.2.A. Vista de la cara norte del cono superior del Popocatépetl desde la estación de Tlamacas. **B.** Dorsal volcánica del Iztaccíhuatl vista desde el suroeste. Fotografía realizada desde la base del Pico del Fraile.

La construcción del actual Popocatepetl se inicia con la formación del edificio Fraile (Robin y Boudal, 1987), que alcanzó los 5.700 m de altitud gracias a la acumulación de las lavas que sepultaron parcialmente la caldera del Nexpayantla. El edificio fue parcialmente destruido en tres periodos explosivos, el último de los cuales se produjo aproximadamente hace 3.800 años. El actual Pico de El Fraile (Figura 1.2.A) representa los restos de este primitivo volcán. La nueva fase constructiva levantó la cumbre del Popocatepetl, mediante el derrame de lavas de andesíticas a dacíticas (Espinosa-Pereña y Martín-Del Pozo, 2006) hasta 1.200 años AP, momento en el que comienza una serie de episodios plineanos, entre los que destacan las erupciones de hace 1.200 años y 900-1.000 años. Desde la época prehispánica hasta la actualidad, la actividad efusiva quedó relegada a la cumbre y alternó con erupciones explosivas. Uno de estos periodos se desarrolló entre 1919 y 1927 vinculado a fases de construcción y destrucción de domos en el interior del cráter. Tras 67 años de inactividad, el 24 de diciembre de 1994 el volcán emitió una columna de 13,5 km de altura, por lo que se consideró esta fecha (Valdés *et al.*, 2003) como el inicio del actual periodo eruptivo. La actividad volcánica de este periodo se trata con detalle en el Capítulo 2, en relación con la evolución morfológica del cráter del Popocatepetl.

Por otra parte, desde el siglo XVI, cuando los exploradores españoles llegaron a la cumbre (Díaz del Castillo, 1492-1581), se tiene conocimiento de la existencia de nieves perpetuas y un glaciar alojado en la cara norte (Rojas, 1577) de la cima del Popocatepetl. El término del glaciar alcanzó su mínima altitud (4.150 m) durante la Pequeña Edad de Hielo (PEH) (denominada fase Ayoloco en México) (Palacios, 1996) y desde entonces ha experimentado un retroceso general, debido tanto a causas climáticas como a volcánicas, aunque Delgado (1997) observa un pequeño avance entre 1968 y 1978. Pero el presente periodo eruptivo ha tenido una influencia negativa en la masa de hielo (Palacios y Marcos, 1998; Palacios *et al.*, 1998, 2001; Huggel y Delgado, 2000; Julio y Delgado, 2003; Tanarro *et al.*, 2005), cuyas aguas de fusión han alimentado lahares (Palacios, 1995; Palacios *et al.*, 1998; Capra *et al.*, 2004). El comportamiento del glaciar se analiza con profundidad en el Capítulo 3.

Al norte del volcán Popocatepetl y separado por el Paso de Cortés (3.688 m) se encuentra la dorsal volcánica del **Iztaccíhuatl** (Figura 1.2.B) con 7 km de longitud, alineada de norte a sur. El perfil de las cumbres, que asemeja una mujer acostada, especialmente cuando se encuentra cubierto por la nieve, proporciona al conjunto volcánico el nombre de **Iztaccíhuatl**, que en lengua náhuatl significa “Mujer Blanca”. Esta silueta marca los puntos más elevados del conjunto: Cabeza (5.146 m), Pecho (5.230 m), Rodillas (5.100 m) y Pies (4.703 m), de norte a sur.

La compleja historia de la formación del **Iztaccíhuatl**, en la que intervienen varios volcanes sobreimpuestos y coalescentes, se divide en dos fases atendiendo al tipo de rocas: la Serie Volcánica Antigua (>0,6 Ma) y la Serie Volcánica Reciente (<0,6 Ma) (Nixon, 1989). La primera está ligada a la producción de lavas y piroclastos que forman la estructura basal del volcán. La actividad comienza con la construcción de un gran volcán-escudo, llamado Llano Grande, mediante la emisión de dacitas y andesitas porfíricas. Hace 0,9 Ma el escudo se encontraba completamente desarrollado (Nixon, 1989), aunque su actividad continuó hasta 0,6 Ma. En la última etapa se produjo el colapso de la cumbre, donde se formó una gran caldera, y la emisión de lavas en los flancos: al norte se desarrollaron dos estructuras adosadas, Cerro La Trampa y Cerro Tlacupaso; y en el sur, el edificio antiguo de los Pies. Tras un episodio erosivo, se reactivó el volcanismo en la Serie Volcánica Reciente con la apertura de varias bocas en el flanco sureste de la antigua estructura. La boca más meridional expulsó lavas que cubrieron el edificio antiguo de los Pies y su última fase de actividad (0,41-0,34 Ma,

Nixon, 1989) dejó un cráter en la cima. Entre los Pies y la caldera de Llano Grande se mantuvo la emisión de lavas y brechas piroclásticas hasta 0,1 Ma, lo que dio lugar al actual conjunto de cumbres (volcanes de Cabeza, Pecho y Rodillas). La construcción de estos edificios continuó hasta aproximadamente 0,01 Ma. Las lavas más jóvenes, que forman el domo dacítico Téyotl, al norte de la Cabeza, se han datado en aproximadamente 0,08 Ma (Nixon, 1989), momento en el que se considera que cesó la actividad, antes de la glaciación Wisconsin. Como desde entonces el volcán ha permanecido dormido, el Iztaccíhuatl conserva una de las mejores secuencias de frentes morrénicos de México. Los trabajos de Vázquez-Selem (2000) y de Vázquez-Selem y Heine (2004) revisan y compilan la cronología glaciaria de finales del Cuaternario: las morrenas y till identificados por White (1962, 1987) en el flanco oeste, los depósitos glaciares de la ladera oriental cartografiados por Heine (1975a) y Nixon (1989), y los rastros glaciares de la ladera norte estudiados por Vázquez-Selem (1997). Según estos autores las morrenas más antiguas se fechan en 195.000 años AP (fase Nexcoalango) y alcanzan una altitud mínima de unos 3.000 m s.n.m. Por encima de esta cota, Vázquez-Selem (2000) ha datado varios avances y retrocesos finipleistocenos que se corresponderían con el Último Máximo Avance Glaciario. Así, hace 20.000-17.500 años (Hueyatenco 1) el frente glaciario llegó hasta los 3.390 ± 160 m s.n.m.; hace 17.000-14.000 años (Hueyatenco 2) alcanzó los 3.500 ± 190 m s.n.m.; hace 12.000-10.000 años (Milpulco 1) las morrenas terminales se encontraban a 3.810 ± 120 m s.n.m.; y hace 7.800-7.300 años se produjo un nuevo avance (Milpulco 2) que dejó el terminus del glaciario a 4.180 ± 80 m s.n.m. Desde esta fecha no se aprecia un nuevo avance hasta la PEH, cuyo complejo morrénico se extiende entre los 4.300 a 4.700 m s.n.m. (fase Ayoloco). Posteriormente los glaciares del Iztaccíhuatl han ido retrocediendo hasta la época actual debido a causas climáticas como se estudia en el Capítulo 3.

Los volcanes Misti ($16^{\circ}17'40''\text{S}$, $71^{\circ}24'32''\text{O}$, 5.822 m s.n.m.) y Chachani ($16^{\circ}11'29''\text{S}$ $71^{\circ}31'47''\text{O}$, 6.057 m s.n.m.) pertenecen a la Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVAC) (Figura 1.4.A), comprendida entre los 15° S (sur de Perú) hasta los $27,5^{\circ}$ S (norte de Chile) (de Silva y Francis, 1991). Su actividad volcánica se encuentra relacionada con el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa de Sudamérica (volcanismo de margen continental activo) (Isacks, 1988). Según Sébrier y Soler (1991), entre el Oligoceno y el Plio-Pleistoceno un aumento en la velocidad de convergencia de las placas provoca un incremento de la actividad volcánica, al que sigue una disminución del vulcanismo en tiempo histórico (Figura 1.3.B).

Según el esquema morfoestructural propuesto por Laharie y Derruau (1974) y Thouret (1999) (Figura 1.4.), los volcanes Misti y Chachani cierran por el noroeste la cuenca de Arequipa. La depresión tectónica de Arequipa se encuentra entre los 2.300 y 2.550 m s.n.m. y su cierre se completa con el volcán Pichu Pichu, al este, y el Batolito de la Costa (Guevara, 1969).

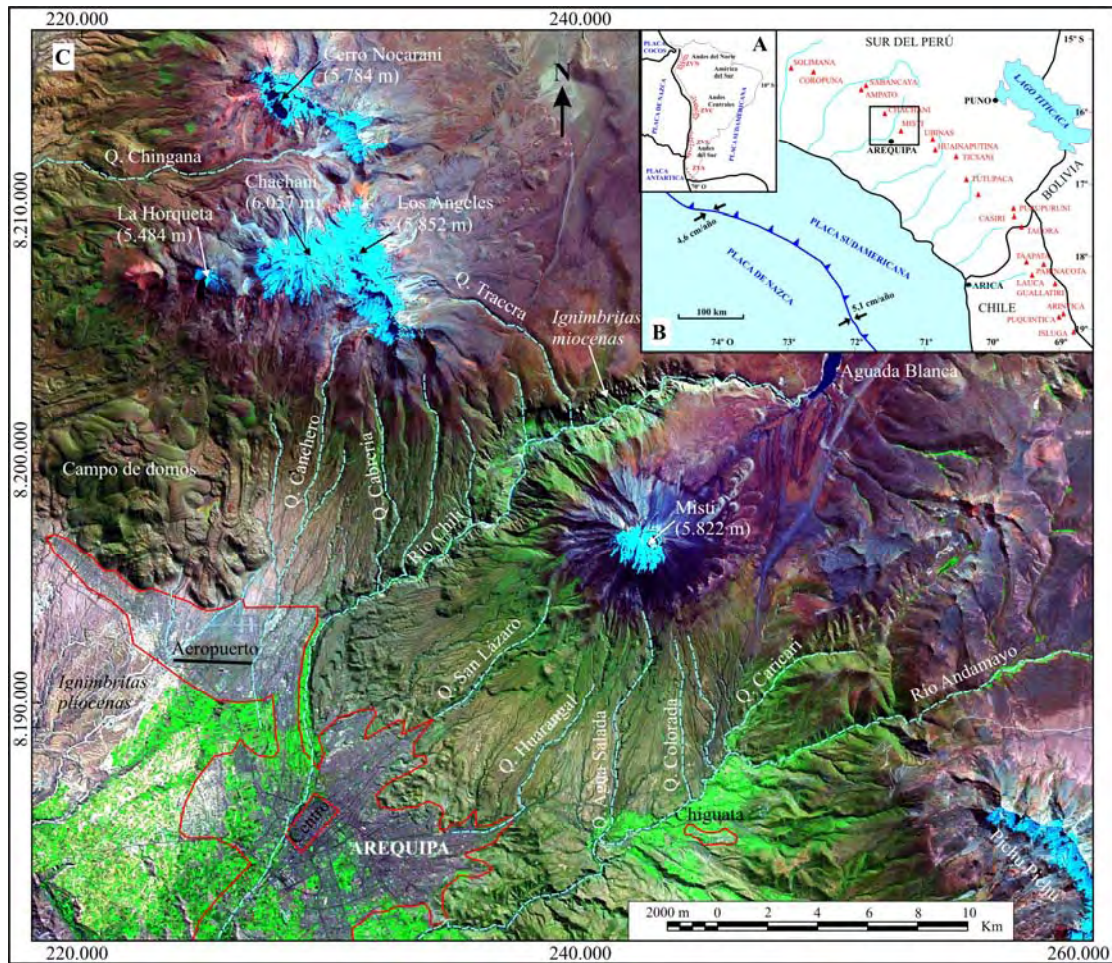


Figura 1.3.A. Localización de la Zona Volcánica de los Andes Centrales en América del Sur. **B.** La actividad volcánica de la ZVAC se relaciona con la subducción de la placa de Nazca bajo la placa de Sudamérica. **C.** En la imagen Landsat se aprecia la cercanía del complejo Misti-Chachani a la ciudad de Arequipa, la segunda más poblada de Perú.

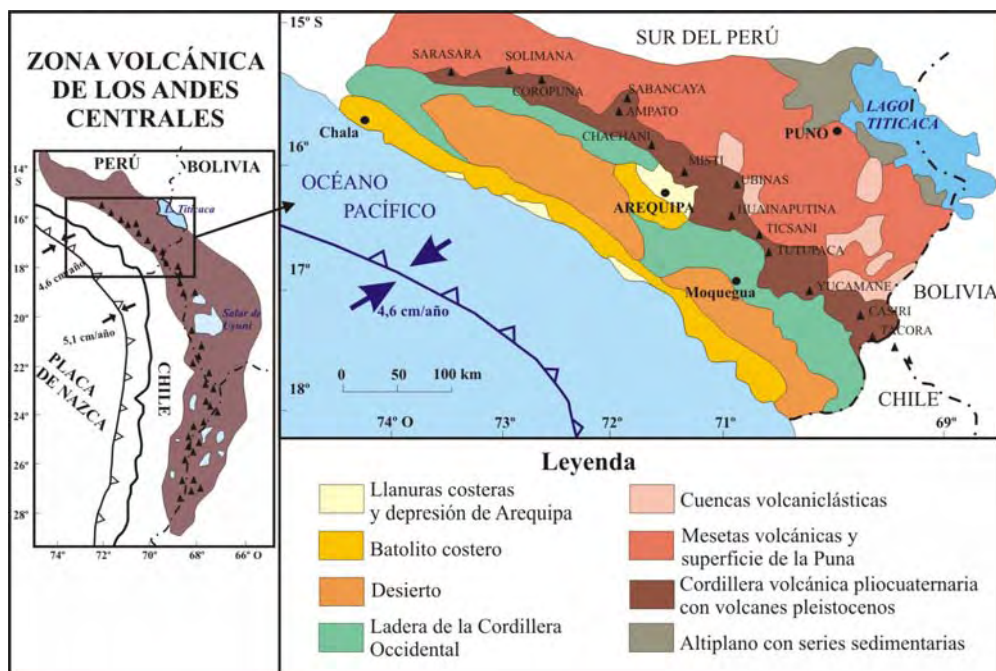


Figura 1.4. Esquema geomorfológico del sur del Perú y de la franja volcánica Plio-Cuaternaria (Modificado de Laharie y Derruau, 1974 y Thouret, 1999).

En el contexto climático, la ZVAC se encuentra en la franja intertropical caracterizada en general por temperaturas moderadas y una marcada estacionalidad en las precipitaciones, aunque presenta características peculiares en función de factores geográficos. Tal vez el factor más significativo sea la temperatura de la superficie del mar (en adelante SST), que controla en gran medida la naturaleza de las masas de aire y su distribución espacial. De esta manera, la corriente fría de Humboldt, que discurre frente a las costas peruanas y chilenas, favorece la formación de un sistema de altas presiones, caracterizado por una temperatura del aire relativamente fresca, un contenido en humedad reducido, debido al descenso de la tasa de evaporación marina, y una marcada tendencia a la estabilidad atmosférica. Esta situación dinámica bloquea la posibilidad de precipitación y es la responsable de la marcada aridez que caracteriza a la franja costera entre Perú y Chile. Sin embargo, tierra adentro, los Andes Centrales sí reciben precipitaciones durante el verano austral, aunque las cantidades se reducen considerablemente hacia el oeste y hacia el sur de la cordillera. Durante esta época del año la ZCIT se desplaza hacia el sur y presenta una elongación entre las altas presiones de Pacífico suroriental y las del Atlántico suroccidental, justo al este de la cordillera andina, que favorece la penetración de bajas presiones por toda la cuenca amazónica. Por ello, la estación de lluvias de los Andes Centrales está vinculada a esta situación, con área fuente en la cuenca del Amazonas, mientras que la estabilidad atmosférica de las altas presiones del Pacífico, reforzadas por la corriente de Humboldt, anulan la posibilidad de que la cordillera reciba precipitaciones procedentes del Pacífico. Por otra parte, el efecto orográfico de los Andes centrales desnaturaliza las masas de aire tropical continental húmedo de componente oeste que cruzan la cordillera durante el verano austral. Así, se ven obligadas a ascender y descargar gran parte de su humedad en la Cordillera Oriental, y aunque, durante su trayectoria por el altiplano, la elevada radiación solar diurna y la fuerte irradiación nocturna consiga reactivarlas mediante mecanismos convectivos, se van desecando hacia el sur y hacia el oeste. Una vez superada la Cordillera Occidental (en la que se localiza la ZVAC) y ya bajo la influencia de las altas presiones, se recogen precipitaciones inferiores a los 250 mm, propuestos por algunos autores (Demangeot, 1989) como límite de los medios desérticos.

En la vertiente occidental de los Andes Centrales, desde la costa hasta la ZVAC, Úbeda (2007) documenta, con los registros térmicos de varias estaciones meteorológicas, el descenso de las temperaturas medias anuales del aire (TMAA) con la altura y observa como la reducción de las temperaturas se acelera en el tramo superior. De igual manera observa un comportamiento inverso con las precipitaciones, cuyas cantidades se incrementan con la altura. Este hecho, junto a que las mayores precipitaciones se registren entre enero y marzo, lleva a pensar que las masas de aire que ocasionan estas precipitaciones tienen su origen en la cuenca amazónica y experimentan una advección desde lo alto del altiplano hasta la costa. El mismo autor define dos dominios bioclimáticos:

- el *amazónico andino* del altiplano de la ZVAC, con temperaturas moderadas a frías en los sectores más elevados, con amplitud térmica diaria alta y precipitaciones moderadas de enero a marzo, en forma de nieve en las cumbres;
- el *árido* de la costa y la rampa, con temperatura media templada, amplitud térmica anual moderada y precipitaciones escasas en la rampa y ausentes en la costa.

El actual **Misti** (Figura 1.5.A) se levanta sobre los sedimentos volcánoclasticos del “pre-Misti”, que a su vez cubren una serie de ignimbritas riódacíticas, que reciben el

nombre impreciso de "sillares" (Thouret *et al.*, 2001). Estas ignimbritas presentan espesores que superan los 300 m en el cañón del río Chili, localizado en la base norte del volcán, donde se distinguen dos grupos principales: las más antiguas depositadas hace 13,8-13,1 Ma y las más jóvenes o "sillar blanco" con 2,4 Ma de antigüedad (Vatin-Pérignon *et al.*, 1996).

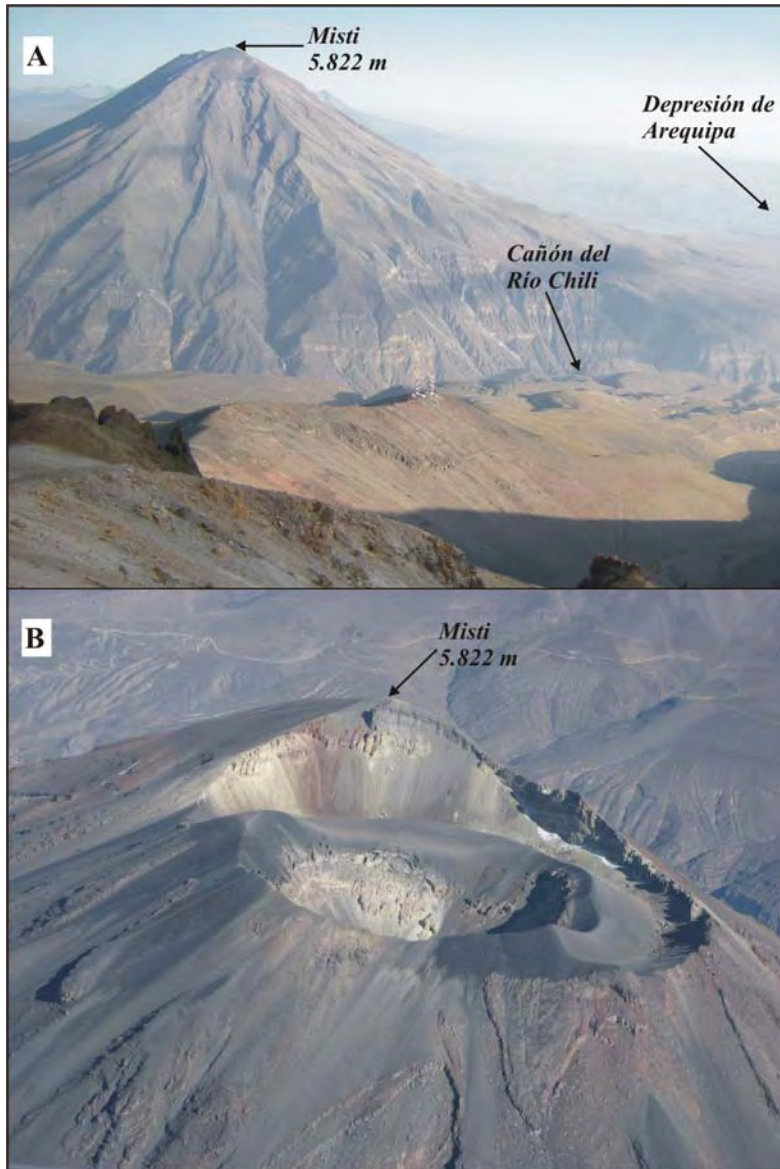


Figura 1.5.A. Vista de la ladera noroccidental del volcán Misti, donde presenta dos pronunciados escarpes que encauzan dos quebradas hasta el río Chili. El cañón del Chili separa al Misti de la ladera sureste del Chachani, desde donde está realizada la fotografía (Fotografía: J. Úbeda, 2008). **B.** Cráteres concéntricos abiertos hacia el este en la cima del Misti. El mayor se formó probablemente durante la erupción sub-plineana de hace 2.300-2.050 años AP, mientras que el cráter interior es de época histórica. (Fotografía: Google Earth).

El Misti actual comprende dos edificios: el estratovolcán erosionado denominado "Misti 1" que queda parcialmente cubierto por los conos del segundo edificio, que reciben los nombres "Misti 2", "Misti 3" y "Misti 4" siguiendo un orden

cronológico (Thouret *et al.*, 2001). El edificio “Misti 1” está compuesto por lavas andesíticas, intercaladas con sedimentos volcanoclásticos e ignimbritas no soldadas, que en total presentan un espesor que supera los 400 m. Thouret *et al.* (2001) también incluyen en este edificio los depósitos de dos avalanchas de escombros: los primeros alcanzaron 25 km al sureste de la cima y presentan una morfología de *hummocks*, mientras que los segundos se depositaron al sur y suroeste, entre las quebradas de San Lázaro y Huarangal (Figura 1.3.A).

Aproximadamente hace 112.000 años AP comienza la construcción del segundo edificio. Una fase extrusiva entre 110.000 y 70.000 años AP produce los depósitos de flujos de bloques y cenizas y flujos piroclásticos de pómez y escoria de la primera fase de formación del “Misti 2”. Su formación se completa con una serie de colapsos de domos (70.000-50.000 años AP), que dejan bloques dacíticos y andesíticos en las quebradas Agua Salada, Guarangal y Pastores; y la formación de una caldera de colapso (a 4.400 m s.n.m), relacionada con erupciones que ocurrieron hace 50 000 a 43 000 años AP y emitieron ignimbritas en los flancos suroeste, sur y sureste de volcán. El cono “Misti 3” (40.000-11.000 años AP) está conformado por cuatro tipos de depósitos relacionados con diferentes tipos de actividad. Los más jóvenes, flujos piroclásticos intercalados con depósitos de caída de pómez y oleadas piroclásticas, se asocian a la formación de una nueva caldera situada a 5.500-5.550 m s.n.m (Tort y Finizola, 2005). Por último, el cono de escoria emplazado sobre la caldera del “Misti 3” recibe el nombre de “Misti 4”. La actividad de los últimos 11.000 años ha cubierto la parte occidental de la caldera con flujos de escoria soldados y depósitos de caída y ha abierto dos cráteres concéntricos en el centro y en el sector oriental (Figura 1.5.B). El cráter mayor (950 m de diámetro) se formó probablemente durante la erupción sub-plineana de hace 2.300-2.050 años AP, mientras que el cráter interior (550 m de diámetro) es de época histórica. La última erupción, vulcaniana y moderadamente explosiva (VEI=3), sucedió entre los años 1400 y 1470 d. C y sus cenizas se han encontrado a 30 km al oeste y 20 km al norte del cráter. En la actualidad se observa un domo andesítico en el fondo del cráter interior del que se desprenden fumarolas. El volcán no presenta ningún signo de haber retenido glaciares en el pasado o ninguna forma periglaciaria (Palacios *et al.*, 2009).

Los estudios realizados sobre peligros volcánicos en el Misti (Legros *et al.*, 1995; Suni, 1999; Thouret, *et al.*, 2001; Delaite *et al.*, 2005; Martelli, *et al.*, 2008) reconocen cuatro tipos: caídas de tefras (cenizas y pómez); flujos y oleadas piroclásticas; lahares y avalanchas de escombros. Teniendo en cuenta la actividad en los últimos 10.000 años y que la ciudad de Arequipa se encuentra a 17 km de la cima del Misti, a 2.335 m s.n.m., el volcán constituye una importante amenaza para la ciudad, incluso si la actividad generada es de intensidad moderada (Thouret, *et al.*, 2001; Delaite *et al.*, 2005). Arequipa tiene 864.692 habitantes (INEI, 2007) y ha experimentado un gran crecimiento a partir de 1940 debido al éxodo rural. Desde 1970, la expansión de la ciudad se ha venido produciendo por la ladera suroeste del Misti y por las terrazas del río Chili y sus tributarios, en forma de asentamientos ilegales sin planificar que se acercan hasta 9 km del cráter del volcán (Martelli *et al.*, 2008). También cabe mencionar el distrito de Chiguata, que con 2.686 habitantes censados en 2007(INEI), se encuentra a 11 km al sur de la cima. La ausencia de una política de emergencia y de un planeamiento urbano incrementa la vulnerabilidad de la ciudad y de sus habitantes ante las amenazas del Misti.

A 18 km al noroeste del Misti y separado por el cañón del río Chili, se encuentra el conjunto volcánico Nevado de **Chachani** (Figura 1.6.A). No existen estudios sobre su formación, actividad o su composición petrográfica, por lo que se desconoce la edad del

volcán. Se trata de un macizo andesítico-dacítico en el que se pueden distinguir tres áreas (Siebert y Simkin, 2002-): un estratovolcán, un cono volcánico lateral y una superficie de 320 km² ocupada por domos lávicos pleistocenos. En el estratovolcán se diferencian dos líneas de cumbres separadas por el Paso de Fátima (5.602 m): en el sector central se encuentra la máxima altura (6.057 m), que da nombre al conjunto, y en la rama oriental, que discurre de N-NO a S-SE, el pico de Los Ángeles (5.852 m) (Figura 1.6.B). Ambas cimas presentan cráteres bien definidos. Hacia el oeste se levanta La Horqueta (5.484 m), un cono volcánico adosado al cuerpo principal, y hacia el sur se extiende el campo de domos constituido por Pampa de Palacio-Pampa Aguado Chico hasta las inmediaciones del aeropuerto de la ciudad de Arequipa (2.700 m aproximadamente). Estas lavas cubren las ignimbritas neógenas y las tobas de principios del Cuaternario que forman la secuencia superior de la depresión de Arequipa (Paquereau, *et al.*, 2006), por lo que posiblemente fueran emitidas a finales del Pleistoceno y sean los materiales más jóvenes del Chachani (Siebert y Simkin, 2002-).

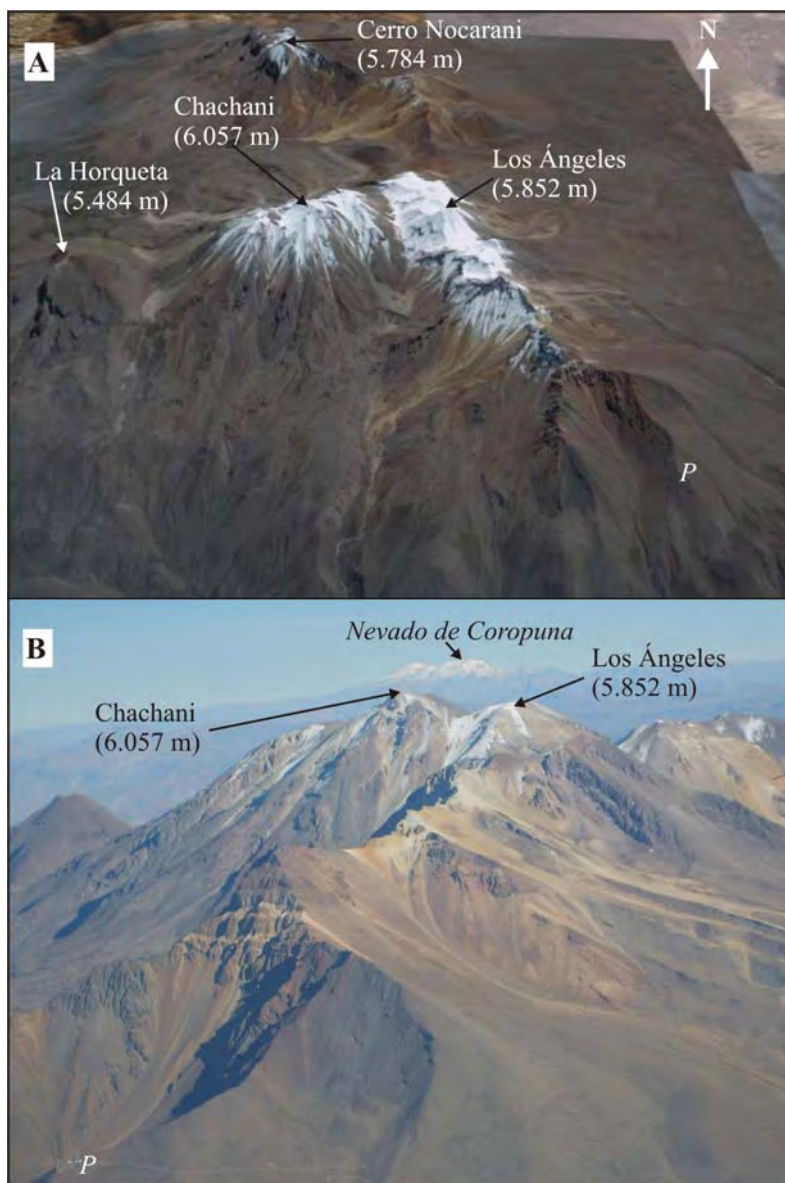


Figura 1.6.A. Imagen del Google Earth (abril de 2005) en la que se señalan las cumbres del conjunto volcánico Chachani. **B.** Línea de cumbres del edificio central del Chachani con la mínima cubierta de nieve en la estación seca. La letra *P* marca la posición de la estación repetidora en ambas imágenes. (Fotografía: D. Palacios, agosto de 2007).

En la actualidad no se detecta ningún tipo de actividad volcánica y se desconoce cuál fue su actividad en el pasado. Palacios *et al.*, (2009) encuentran evidencias de que los glaciares del Último Máximo Glaciar tuvieron una gran extensión y alguno de sus frentes alcanzó los 4.000 m de altitud. Los mismos autores indican que seguramente, el complejo retuvo glaciares durante la PEH, aunque en la actualidad carece de ellos. Sin embargo, bajo paredes verticales orientadas hacia el sur se desarrollan glaciares rocosos de hasta 1.800 m de longitud.

4.- ESTRUCTURA DE LA INVESTIGACIÓN

Como se ha visto en el apartado 1 de este capítulo, no solamente existe una larga lista de procesos que pueden intervenir en la producción de lahares, sino que sus distintas combinaciones dan lugar a diferentes comportamientos de los flujos y a diversos grados de amenaza a las poblaciones circundantes. De esta manera, cualquier estudio de prevención de riesgos originados por lahares tiene que partir del seguimiento pormenorizado de los procesos que proporcionan la fracción sólida del lahar, de los que aportan el agua, de los que favorecen la mezcla de ambos y de los que inician el movimiento. Por otra parte, las características de cada volcán (zona climática en la que se encuentran, topografía, tipo de actividad...) restringen los procesos que intervienen en la formación de lahares y su intensidad. Debido a estas razones, la presente investigación se centra sólo en el seguimiento de algunos de los procesos que intervienen en la formación de lahares, condicionada en gran medida por las peculiaridades de las áreas de experimentación presentadas en el apartado 3 (Figura 1.7). De esta manera, en primer lugar se tratan las variaciones geomorfológicas que sufre el cráter del Popocatepetl, como manifestación visible de su actividad y producción de material inconsolidado, mediante técnicas de fotointerpretación, fotogramétricas y de análisis espacio-temporal en un SIG. Posteriormente, las mismas técnicas se emplean en el estudio de las modificaciones que experimenta el glaciar alojado en la cara norte del Popocatepetl y el glaciar de Ayoloco en el Iztaccíhuatl, entendidos como posibles aportes de agua líquida a los lahares. El tercer agente que se considera es la presencia de suelo helado como posible almacén de agua en estado sólido y como estrato impermeable que funcione a modo de superficie de despegue de los flujos. Para determinar la presencia y extensión de los suelos helados se realiza un tratamiento estadístico de los datos termométricos, obtenidos en las redes establecidas en ambos complejos volcánicos considerados, y los resultados se emplean en procedimientos SIG para generar cartografías a partir de umbrales térmicos aceptados en la literatura científica. Por último, se realiza un seguimiento temporal de las transformaciones morfológicas que tienen lugar en el cauce de las barrancas de Tenenepanco y Huiloac, perturbadas por la actividad volcánica o por lahares sin-eruptivos, como áreas fuente de lahares secundarios. En este caso, se han empleado técnicas de trabajo de campo geomorfológico, levantamientos topográficos y tratamientos de análisis espacio-temporales en un SIG.

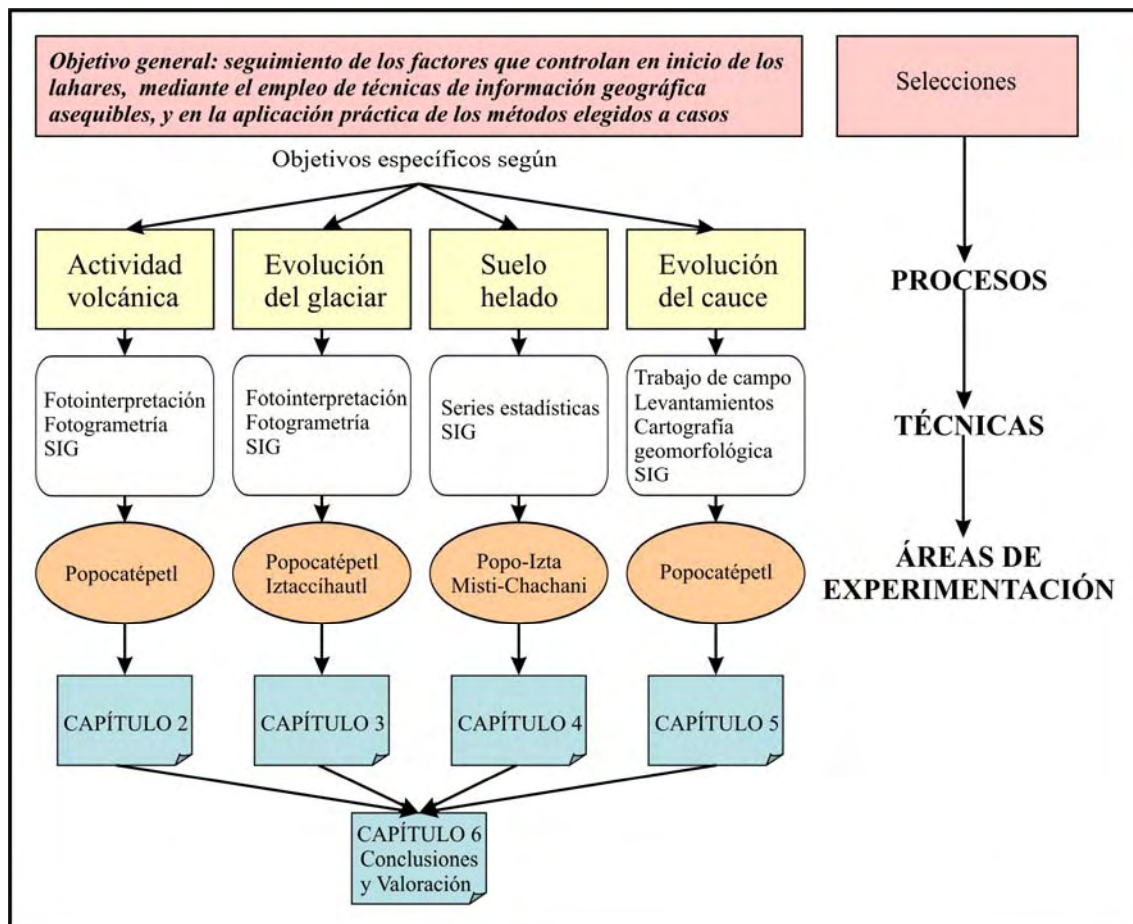


Figura 1.7. Esquema de procesos, técnicas básicas y áreas en las que tiene lugar cada experimentación según el objetivo general de la investigación.

Todos los capítulos presentan el mismo esquema de trabajo (Figura 1.8). Se parte de un planteamiento del problema y del establecimiento de los objetivos específicos. A partir de aquí se efectúa una revisión meticulosa de las investigaciones realizadas hasta la fecha sobre el problema que se plantea, tanto en el área de experimentación como en otros volcanes del mundo. Además se hace una exposición detallada de las particularidades que presenta el proceso en el área de experimentación elegida. El segundo paso consiste en la elección de la metodología y el planteamiento de su aplicación en cada caso, teniendo presente una de las condiciones de partida: las técnicas tienen que ser asequibles en el manejo y en los costes. Posteriormente, se exponen los resultados alcanzados y se comparan con los logrados por otras técnicas y autores, si los hubiera. Por último, se relacionan las conclusiones alcanzadas que, junto a la discusión, sirven de base para valorar el método empleado.

Para finalizar, el Capítulo 6 presenta las conclusiones finales y unas orientaciones generales para el seguimiento de los procesos analizados en la presente investigación, cuya finalidad es servir de recomendaciones a los investigadores dedicados a la elaboración de simulaciones de flujos laháricos y a los gestores de las sociedades vulnerables ante este tipo de amenazas naturales.

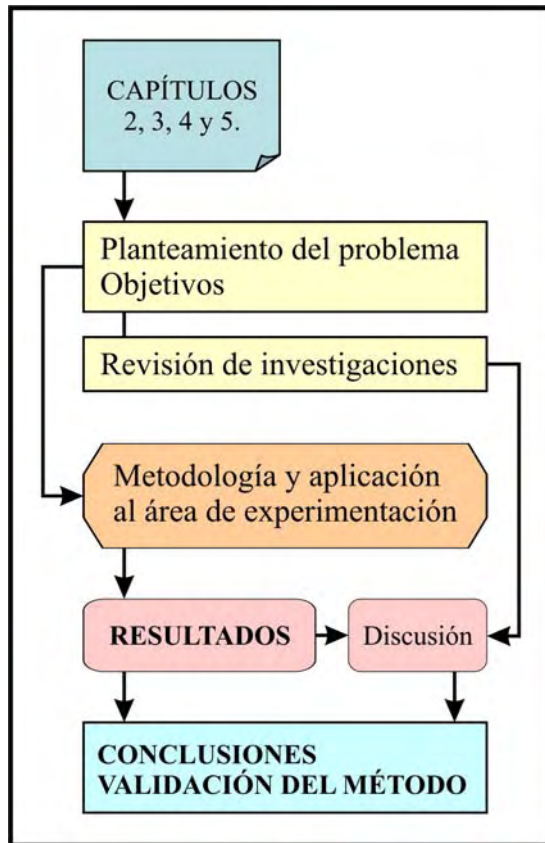


Figura 1.8. Esquema de la estructura que presentan los capítulos 2, 3, 4 y 5 de la investigación.

El trabajo recogido en esta memoria constituye parte de los resultados obtenidos por la autora en el desempeño de sus tareas como becaria de investigación de los proyectos “Elaboración de un sistema integrado para la prevención de riesgos hidrovulcánicos. LAHAR1” (REN 2003-06388) y “Recursos y Prevención de riesgos hidrovulcánicos en estratovolcanes tropicales activos. LAHAR2” (CGL2006-01983), dirigidos por el Dr. David Palacios y financiados por el Ministerio de Ciencia y Tecnología. Su principal responsabilidad, en el marco de dichos programas de investigación, ha consistido en el tratamiento y análisis de los datos obtenidos por las redes de adquisición de información instaladas y mantenidas por los distintos equipos que forman parte de los proyectos LAHAR. En concreto aquí se han empleado:

- Los levantamientos topográficos, mediciones topográficas realizadas sobre el terreno y restitutiones fotogramétricas llevados a cabo por el equipo del Departamento de Expresión Gráfica de la Escuela Politécnica de la Universidad Politécnica de Extremadura (España), dirigido por el Dr. José Juan de Sanjosé Blasco.
- Los datos de las redes de termómetros instaladas y mantenidas en la áreas de experimentación de México por los equipos de la Universidad Complutense de Madrid (UCM), dirigido por el Dr. David Palacios, y de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), dirigido por el Dr. José Juan Zamorano; y en Perú, por los miembros del equipo de la UCM: David Palacios, José Úbeda y Jesús Alcalá, con el apoyo logístico del Instituto Geofísico del Perú (IGP) y el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú (INGENMET).
- Los esquemas geomorfológicos obtenidos tanto en el trabajo de campo, como en la labor de fotointerpretación, ambos bajo la dirección del Dr. José Juan Zamorano de la UNAM.

Capítulo 2: Seguimiento de la actividad volcánica a través de la evolución geomorfológica del cráter. El caso del Popocatepetl (1994-2003)

“...el aspecto de este gran pozo, en 1909, semejaba el interior de un inmenso horno de ladrillos apagado, con sus paredes rojo vivo con grandes fajas grises entre las cuales salían los gases de algunas fumarolas... en la plazoleta del fondo, y junto a los derrumbes que forman las murallas, han existido siempre tres humeros...”

Dr. Atl, 1939

1.- INTRODUCCIÓN

1.1.- Objetivos y estructura de la experimentación

Una de las condiciones iniciales que se requieren para la formación de lahares es la existencia de abundante cantidad de material no consolidado (Vallance, 2000). Las erupciones volcánicas son capaces de proporcionar importantes volúmenes de material de distinta naturaleza, dependiendo del tipo de actividad que las origine. En los ejemplos expuestos en el capítulo de introducción se ha visto cómo los flujos piroclásticos se pueden convertir en lahares poco tiempo después de su expulsión (St. Helens, 1980) o cómo mantos de tefras que cubren las laderas del volcán alimentan lahares años después de su emisión (volcán Mayón, 1981). Tampoco se puede descartar la posibilidad de que materiales consolidados tras su emanación, sean afectados por agentes externos, mucho tiempo después de la última erupción, y puestos en movimiento junto a grandes cantidades de agua (volcán Casita, 1998).

De esta manera, se puede considerar que la actividad volcánica es responsable de la emisión de material, de la tipología de ese material y, en gran parte, de la distribución que adopta en el cono. Por lo tanto, se parte de la hipótesis de que la actividad volcánica es un condicionante del inicio de los lahares, alimentados por el material expulsado por el volcán. Por otra parte, la morfología del cráter del volcán es reflejo de la dinámica volcánica, por lo que el cráter se puede contemplar como la huella que deja la actividad pasada, así como el lugar donde se muestran los síntomas de la actividad presente y futura (localización de las bocas, emisión de fumarolas, crecimiento de espinas o domos...). Así, como segunda hipótesis de trabajo, se entiende que la morfología del cráter debe ser el reflejo del desarrollo de la actividad en un volcán.

Continuando este razonamiento, la presente investigación parte de la premisa de que el seguimiento de las variaciones geomorfológicas sufridas en el cráter de un volcán resulta en un conocimiento de la actividad volcánica y, por lo tanto, de uno de los factores que intervienen en el origen de los lahares. El objetivo principal se plantea entonces como la creación de una estructura metodológica válida para el seguimiento de los cambios geomorfológicos sucedidos en el interior de un cráter y su aplicación en un caso concreto.

En los complejos volcánicos propuestos como áreas de experimentación, el cráter del Popocatepetl presenta una serie de características que le hacen adecuado como campo de ensayo de una metodología para el estudio de la evolución de la actividad volcánica. Por una parte, se considera que el Popocatepetl comenzó su actual periodo eruptivo en diciembre de 1994 (CENAPRED, 2001) y, aunque la actividad se ha reducido considerablemente a partir de 2003 (Franco, 2005), todavía se encuentra

activo. Así, el trabajo se desarrolla en un volcán todavía activo, donde existe una proximidad temporal entre la actividad y la impronta morfológica que deja en el cráter. Además, se cuenta con la inestimable información recogida en los informes del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED, 2001 y 1997-2003), que ofrecen descripciones de la actividad del volcán en el actual periodo eruptivo. Este organismo, en su preocupación por mantener una vigilancia continua sobre el volcán, no sólo ofrece fotografías del cono volcánico con intervalos horarios, sino que proporciona fotografías, oblicuas y aéreas, del interior del cráter, en colaboración con la Dirección General de Carreteras Federales de la Secretaría de Carreteras y Transportes de México (DGCF de la SCT).

Por otra parte, la actividad reciente del Popocatepetl viene marcada por la sucesión de crecimiento-destrucción de domos en el interior de su cráter (Franco, 2005). Las destrucciones de estos cuerpos de lavas densas están asociadas a fenómenos peligrosos como los flujos piroclásticos generados por colapsos del domo, explosiones y emisión de balísticos (Melnik *et al.*, 2007). Los flujos piroclásticos son susceptibles de convertirse en lahares cuando a la fracción sólida se le incorpora una determinada cantidad de líquido procedente de la fusión de hielo o nieve; precipitaciones copiosas; lagos; ríos... De igual forma, los materiales emitidos y dispersados por el cono, debido a su falta de cohesión y a las fuertes pendientes, son susceptibles de fluir al incorporar agua y pasar a convertirse en lahares. Por otra parte, la comunidad científica (Macías y Siebe, 2005) ha puesto de manifiesto el desconocimiento de una pauta clara en la actividad del Popocatepetl y el temor ante la posibilidad de una gran erupción que conlleve graves consecuencias para la población.

Teniendo en cuenta las peculiaridades del área de experimentación elegida se consideran los siguientes objetivos parciales:

- Relacionar la evolución morfológica del cráter y el tipo de actividad volcánica con los tipos de materiales sólidos aportados susceptibles de formar parte de lahares.
- Comparar las modificaciones geomorfológicas observadas con la información relativa a la actividad volcánica procedente de otras fuentes.
- Comprobar si existe o no una vinculación entre el tipo de actividad volcánica y los lahares producidos durante el periodo de estudio.
- Validar el método comparando los resultados con otros obtenidos por otros autores o con otros métodos en otros volcanes.
- Valorar la situación que presenta la morfología final en relación a una futura actividad y sus consecuencias en el aporte de material.

A partir del establecimiento de las hipótesis de partida y de los objetivos, la investigación gira en torno al diseño de una metodología y su aplicación al seguimiento de la evolución geomorfológica del cráter del Popocatepetl (Figura 2.1). La información disponible sobre el área y el acceso a las distintas TIG condicionan tanto el planteamiento del método como su aplicación. Una vez implementadas las técnicas, los resultados se comparan con los obtenidos por otros estudios previos o con los derivados de otras investigaciones llevadas a cabo en otros volcanes. Por último, de esta confrontación se extraen unas conclusiones sobre la validez del método y sobre la aplicación del mismo.

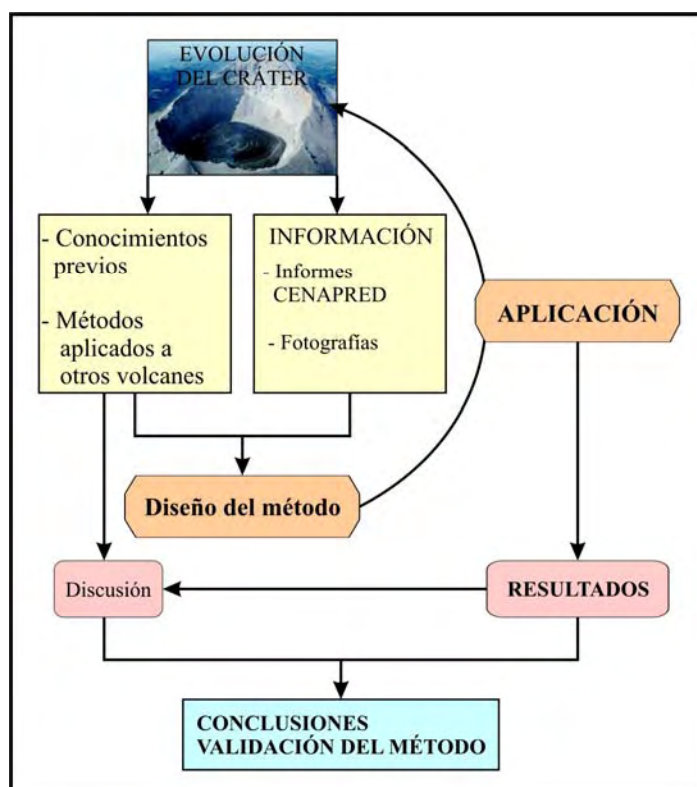


Figura 2.1. Esquema de la estructura de investigación para el diseño y aplicación de un método válido al seguimiento de la actividad volcánica como proceso que interviene en la formación de lahares.

1.2.- Estudios previos sobre la actividad volcánica y el cráter del Popocatepetl

La actual morfología elíptica del cráter del Popocatepetl se debe a la última erupción Plineana que sufrió el volcán hace 1100 años (Macías y Siebe, 2005). La actividad posterior, registrada en los documentos históricos pre-hispánicos y coloniales (Cruz-Reyna *et al.*, 1995), no produjo depósitos identificables alrededor del volcán ni modificaciones en el borde exterior del cráter.

En 1919 el Popocatepetl entró en erupción y atrajo a muchos geólogos, viajeros y artistas que ascendieron a la cima e hicieron valiosas descripciones, fotografías y dibujos del interior del cráter. Varios científicos (Friedländer, 1921; Waitz, 1921; Murillo, 1939; Camacho, 1925) dan testimonio del crecimiento de un domo de lava en el fondo del cráter y de su posterior destrucción parcial, que dejó un pequeño cráter interior.

El comienzo del actual periodo eruptivo en 1994 volvió a llamar la atención de los estudiosos del volcán, pero en esta ocasión los científicos evitaron el riesgo de la ascensión al cráter para efectuar observaciones directas (de hecho, las autoridades prohibieron el acceso al cono superior del volcán). Las nuevas técnicas de percepción remota posibilitaron la continuación de los estudios de los cambios sufridos en el cono superior. Esta nueva serie de trabajos comienza por establecer la situación en la que quedó el cráter al finalizar el anterior periodo eruptivo. Así, Cruz-Reyna *et al.* (1998), a partir de fotografías oblicuas tomadas al final de la fase eruptiva precedente, indican que el punto más bajo se encontraba entonces a 4.963 m s.n.m.; que el cráter interior tenía un diámetro de 160 m y una profundidad de 50 m; que la altura media del fondo del cráter era de 5.030 m s.n.m.; y que la capacidad del cráter hasta su punto más bajo en el borde (5.180 m) era aproximadamente de $35 \times 10^6 \text{ m}^3$. En este estudio, se hace un seguimiento de las transformaciones sufridas en el interior del cráter entre marzo de 1996 y diciembre 1997, apoyándose en cálculos morfométricos realizados sobre una

serie de fotografías aéreas. En este periodo, los autores contabilizan un total de 6 domos en la siguiente secuencia:

- A finales de marzo de 1996 se observa el primer domo (A) creciendo en el cráter dejado por la explosión de 1922.
- El 21 de mayo, junto al anterior, se advierte el crecimiento de otro cuerpo de lava (B). Los dos han rellenado por completo el cráter interior. El 26 de mayo el punto más alto del segundo domo era de 5.109 m s.n.m. En los meses posteriores, el domo B presenta un colapso marcado por las características fracturas circulares. Tras varias explosiones, el último de los domos extruidos comienza a crecer y cubre al domo A a finales del mes de noviembre, que alcanza 5.090 m s.n.m. en su parte central. Las explosiones de los dos meses posteriores convierten al domo en un cráter.
- En abril de 1997, ya ha crecido un nuevo domo (C) en el fondo de los restos del anterior. Su parte central alcanza una altura de 5.060 m s.n.m. Este domo quedará parcialmente destruido y con un cráter en su interior por las explosiones de los meses de mayo y junio (en especial por la del 30 de junio, que arrojó una columna eruptiva de 13 km. y depositó flujos granulares en los flancos sur y sureste del volcán).
- El 4 de julio se observa el crecimiento de otro cuerpo de lava (D) en el interior del cráter recién formado, que el 10 de agosto ya aparece colapsado y desaparece con la explosión del día 12.
- La extrusión del domo E se aprecia el 19 de agosto de 1997. Al principio tiene forma elíptica (sus ejes miden 50 y 36 m) y una altura de 6 m. El 10 de octubre tiene forma circular y su parte central se encuentra a 5.105 m s.n.m. Doce días después, ha crecido 15 m y tiene forma cilíndrica. El 29 de noviembre su superficie aparece suavizada a excepción de algunos pequeños cráteres.
- El 7 de diciembre de 1997 se distingue un nuevo cuerpo de lava de baja viscosidad (F), que presenta un diámetro de 380 m y una altura de 5.140 m s.n.m. Las explosiones del 24 de diciembre de 1997 y del 1 de enero de 1998 destruyen parcialmente el domo y dejan un cráter de 250 m de diámetro y 60 m de profundidad.

Los autores estiman que desde marzo de 1996 a octubre de 1997 el cráter se rellenó con $9,5 \times 10^6 \text{ m}^3$, que ocuparon el 27% de la capacidad del cráter hasta el punto más bajo de su borde exterior. Entre el mes de octubre y el de noviembre de 1997 el cráter se rellenó con $1,5 \times 10^6 \text{ m}^3$ más y desde aquí hasta diciembre aumentó en $2,5 \times 10^6 \text{ m}^3$, por lo que se rellenó el 38% de su capacidad. Pero calculan que la explosión del 1 de enero evacuó $1,0 \times 10^6 \text{ m}^3$ de material, dejando el cráter al 35% de su capacidad.

Otra técnica de percepción remota empleada en el estudio del Popocatépetl, es el análisis de datos de radiación infrarroja adquiridos por el satélite meteorológico GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*), que Wright *et al.* (2002) utilizan para identificar la actividad magmática en el interior del cráter. El crecimiento y desaparición del domo de noviembre-diciembre de 1998 es detectado claramente por variaciones en la emisión de radiación, lo que no sucede con el domo de febrero de 2000.

Matiella *et al.* (2008) hacen una comparación entre los resultados obtenidos al analizar la información adquirida por distintos satélites, durante la erupción de diciembre de 2000-enero de 2001. Concluyen que los datos obtenidos con el sensor

MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) resultan ser los más precisos, aunque indican que este sensor tiene muchas dificultades con las interferencias meteorológicas propias de las latitudes tropicales.

Las estaciones geomagnéticas también proporcionan datos a distancia. Las anomalías magnéticas del Popocatepetl se pueden asociar con la ascensión del magma y con el crecimiento-destrucción de sus domos (Martín-Del Pozo *et al.*, 2003). Estos autores identifican así cuatro domos que se desarrollaron y desaparecieron entre septiembre de 2000 y febrero de 2001. Los resultados de analizar las gráficas elaboradas con los datos geomagnéticos se comparan con las fotografías aéreas existentes entre las dos fechas, donde realizan un esbozo geomorfológico asociado con los procesos de crecimiento y destrucción de los domos.

Salvo algún cálculo realizado por el CENAPRED (1997-2003) y reflejado en los informes diarios de la situación del volcán, ningún otro estudio vuelve a hacer referencia al volumen de los domos, a la cantidad de material desalojado o la capacidad restante del cráter hasta su borde inferior. Tan sólo Macías y Siebe (2005) mencionan que un grupo de vulcanólogos ascendió hasta el cráter el 24 de febrero de 2004 y pudieron observar que el fondo del cráter se encontraba relleno por el material producido en las explosiones de los domos. Los autores indican que dicho relleno alcanzaba casi el borde del cráter y, que, comparando esta situación con las fotografías tomadas en 1994, suponía un incremento en el espesor de 250 m. Además, los investigadores observan que, a la vez que el fondo del cráter ha experimentado un ascenso, los flujos piroclásticos han sido más frecuentes, por lo que muestran su preocupación porque en el futuro las paredes del cráter no puedan contener nuevos domos o explosiones, que ocasionarían flujos piroclásticos por las laderas del cráter superior y los consecuentes lahares.

Por otra parte, el trabajo de Tanarro *et al.* (2005), realiza un seguimiento de las morfologías que se suceden en el interior del cráter del Popocatepetl, con el apoyo de técnicas fotogramétricas para los cálculos del área y de los diámetros de los domos y cráteres interiores. En este se emplean 10 pares de fotografías aéreas, que son fotointerpretadas para obtener mapas geomorfológicos de detalle. Las fotografías y los mapas se georreferencian y transforman utilizando el programa de CAD (*Computer Aided Design*) MicroStation (extensión Descartes) y con el SIG ArcGIS (herramienta Georeferencing). La transformación realizada con una función polinómica de tercer orden obtuvo desviaciones estándar medias de los errores entre 3 y 7 m. Como resultado se elabora una descripción de cada mapa y se establece una relación con la actividad eruptiva del volcán.

También cabe destacar el trabajo de Franco (2005) en que se hace una recopilación de la información existente sobre el crecimiento y destrucción de domos en el cráter del Popocatepetl (fotografías, dibujos, informes del CENAPRED y de otras fuentes). El establecimiento de la frecuencia de aparición y desaparición de los domos sirve al autor para periodizar la historia eruptiva del volcán.

Otra información valiosa está constituida por las cartografías geomorfológicas de detalle realizadas por Zamorano y Gómez (1996), Zamorano *et al.*, (1998) y Zamorano *et al.* (2003), que expresan gráficamente la evolución del interior del cráter.

1.3.- Revisión metodológica

Se han realizado muchos trabajos sobre la morfología y evolución de cráteres volcánicos en todo el mundo. Las técnicas de estudio varían desde el simple trabajo de campo, pasando por el análisis de datos proporcionados por aparatos instalados sobre

los volcanes (sismógrafos, clinómetros...) hasta la manipulación de la información adquirida a través de percepción remota. Dentro de esta última línea se encuadran las investigaciones cuyo fin consiste en identificar y cartografiar estructuras volcánicas. Así, Kouli y Seymour, 2006 emplean una serie de imágenes Landsat-TM (*Landsat Thematic Mapper*) y SPOT-Pan (*Satellite Positioning and Tracking - Panchromatic*), combinadas con Modelos Digitales de Elevación (MDE) para localizar y caracterizar estructuras volcánicas en la isla de Lesbos (Mar Egeo), difíciles de reconocer en campo por el grado de erosión y por el fallamiento: bordes y fondos de caldera; fracturas circulares; áreas de alteración hidrotérmica; redes de drenaje y domos de lava. De forma similar, Ulusoy *et al.*, 2004 utilizan las imágenes del satélite SPOT, junto a modelos de elevación generados a partir de los mapas topográficos, para realizar un análisis visual de estructuras volcánicas en el sistema de caldera de Sodrum (Turquía), entre las que cartografían sus domos.

La información adquirida a partir de satélites también se ha manejado para inferir velocidades de extrusión de lavas en los complejos domáticos. Este es el caso de las investigaciones llevadas a cabo por Harris *et al.*, (2002) en el complejo de Santiaguito (Guatemala). A partir de una serie de imágenes Landsat establecen la evolución temporal de la extrusión del domo de lava y estiman velocidades de emisión, con las que establecen un modelo cíclico en el desarrollo del complejo. También resultan útiles para este fin los datos de alta resolución espacial del sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), explotados por Ramsey *et al.*, (2003) para generar MDE y obtener información sobre la duración de la extrusión de lava en los volcanes del arco Aleutianas- Kamchatka, en el Pacífico Norte. De igual manera, Adleman *et al.* (2004) manejaron datos del ASTER y otros obtenidos en trabajos de campo para analizar una docena de domos andesíticos emplazados en Black Peak (Alaska).

Entre la información adquirida por sensores remotos hay que destacar la importancia de las fotografías oblicuas y aéreas. Donnadieu *et al.* (2003) aplican tres técnicas fotogramétricas al estudio de las variaciones de distintas formas volcánicas. La primera consiste en crear imágenes en movimiento a partir de series de fotografías oblicuas, con lo que se facilita la comprensión de los procesos volcánicos. Las dos técnicas restantes se aplican a fotografías verticales: el método monoscópico, para determinar alineamientos; y la fotogrametría estereoscópica, para determinar cambios topográficos, estimar volúmenes de material y generar vistas en 3D. Los resultados que obtienen al aplicar estas técnicas al St. Helens se corresponden con los obtenidos con otros métodos. Otros autores han aplicado estas técnicas para estudiar el interior de los cráteres. Así, Kock *et al.* (2004) emplean fotografías aéreas, junto a levantamientos topográficos de detalle, para identificar formas y cartografiar el cráter del volcán submarino Kick'em Jenny, en las Pequeñas Antillas. Otros estudios, como el llevado a cabo por Pavez *et al.* (2006) en el domo del volcán Lascar (Chile), mezclan técnicas de interferometría SAR (*Synthetic Aperture Radar*) con restitución de fotografías aéreas (con Top-Areo y Dauphin software desarrollados por el Instituto Geográfico Nacional de Francia) para analizar diferencias topográficas en el interior del cráter. También han trabajado en tres dimensiones Procter *et al.* (2006) que, con fotografías aéreas, han cartografiado el domo del volcán Egmont (Nueva Zelanda) y, mediante SIG y la ayuda de un modelo de elevaciones, han estimado el volumen actual del domo ($1.5 \times 10^6 \text{ m}^3$), así como el del domo original ($5.9 \times 10^6 \text{ m}^3$), teniendo en cuenta la localización del punto de emisión.

De especial relevancia resultan las investigaciones llevadas a cabo en volcanes, cuya actividad está vinculada a fases de construcción-destrucción de domos en el

interior de su cráter, asociadas a fenómenos peligrosos. En algunos casos (St Helens, 1980; Unzen, 1991-95; Merapi, varias fechas; Galung gung, 1982-83; Soufriere Hills, Monserrat, 1995-98) el colapso del domo estuvo estrechamente relacionado con la generación de lahares. Entre los estudios que analizan la evolución morfológica y morfométrica de sus cráteres destacan los desarrollados en las Soufriere Hills, Monserrat, y en el St. Helens. En el primer caso, el Observatorio Volcánico de Monserrat (MVO, creado tras la erupción del 18 de julio de 1995) es el encargado de monitorizar el volcán. Realiza con regularidad medidas topográficas del domo con telémetros de alta precisión (Electronic Distance Measurement, EDM), desde tierra o desde helicóptero, así como restituciones de fotografías aéreas con el fin de cuantificar el volumen del domo y sus tasas de crecimiento. Estas medidas tienen una alta precisión gracias a que están basadas en una red de puntos de control marcados con señales reflectantes, de los que se poseen las coordenadas exactas. Las primeras medidas indican que el domo creció $0,3 \text{ km}^3$ entre noviembre de 1995 y septiembre de 1996 (Watts *et al.*, 2002), con tasas que pasaron de $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en los primeros meses a $>5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en las últimas etapas. Desde la explosión del 17 de septiembre de 1996 se lleva a cabo un seguimiento exhaustivo de las medidas del domo, mejorando los sistemas de obtención de datos topográficos. Primero se densifica la red de puntos fijos, con coordenadas conocidas, para mejorar la precisión y el número de lecturas topográficas. Así, en 1999 el domo tenía un volumen de $76,8 \times 10^6 \text{ m}^3$ y su punto más alto se encontraba a 977 m s.n.m. (MVO Staff, 1999). A partir de 2004 las medidas topográficas del cráter se realizan además con el sistema AVTIS (All-weather Volcano Topography Imaging Sensor) (Wadge *et al.*, 2005), que combina lectores radar y radiómetro. Loughlin *et al.*, (2007) indican que, antes del colapso del 20 de mayo de 2006, el domo tenía $110 \times 10^6 \text{ m}^3$. En 2007, se añade la instrumentación LIDAR (*Light Detection and Ranging o Laser Imaging Detection and Ranking*) y se puede cuantificar el volumen del domo en $205 \times 10^6 \text{ m}^3$, de los que $70\text{-}80 \times 10^6 \text{ m}^3$ están por encima del borde del cráter, además de localizar su punto más alto a 1.060 m s.n.m. (SAC, 2007).

Desde su erupción del 18 de mayo de 1980, el U. S. Geological Survey y la Universidad de Washington se encargan de monitorizar el volcán St. Helens, con especial atención al interior del cráter, de donde se obtienen fotografías aéreas mensuales. Brantley y Miers (2000) relacionan el crecimiento de cuerpos de lava en el interior del cráter del St. Helens con su actividad explosiva y la generación de flujos piroclásticos y lahares. Entre mayo y octubre de 1980 la actividad explosiva fue elevada y se crearon domos que se destruyeron en cinco episodios explosivos. En este periodo fueron frecuentes los flujos piroclásticos. Entre octubre de 1980 y octubre de 1986 la actividad eruptiva disminuyó y se contabilizan 17 episodios de crecimiento del domo que añadieron entre $0,76$ y $22 \times 10^6 \text{ m}^3$ de material. A la vez se produjeron pequeñas explosiones de gas y ceniza que ocasionalmente provocaron pequeños lahares. A finales de 1999 se incrementó la actividad sísmica y se abrió una nueva boca en el norte del cráter por la que se emitieron pequeñas columnas, que generaron flujos piroclásticos en el interior del cráter y formaron pequeños lahares. La parte más alta del domo se encontraba a 2.180,84 m s.n.m., a una altura de 267 m sobre el nivel del fondo del cráter de 1980. El domo tenía 1.066,8 m de diámetro y un volumen de $73,72 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Las técnicas de monitoreo y creación de MDE han variado en todo el período de seguimiento del volcán desde que se produjo la erupción de 1980. Ya desde los primeros años las técnicas de visualización a distancia (video o fotografías) se emplearon para realizar mediciones y se establecieron estaciones fijas para realizar videos y fotografías oblicuas. Las técnicas de redes de medición a distancia resultaron

ser las más eficaces para determinar el crecimiento del domo y predecir episodios de crecimiento (Iwastubo y Swanson, 1992). Por otra parte, se realizaron numerosas nivelaciones topográficas y se establecieron puntos de control a partir de la red geodésica (Yamashita y Kaisier, 1992) que resultaron sumamente útiles para realizar MDE a partir de fotografías aéreas. Se efectuaron numerosos vuelos en los que se tomaron gran cantidad de fotografías, que fueron restituidas y transformadas en mapas topográficos de detalle del cráter, de su domo y de los flujos (Topinka, 1992). Estos mapas se compararon con la topografía que se levantó entre el 12 y el 23 de abril de 1980 y con la de las vuelo de 1952.

También se trabajó con imágenes LIDAR (Haugerud *et al.*, 2004a; y Haugerud *et al.*, 2004b) para cuantificar los cambios producidos en el interior del cráter por procesos no volcánicos, por el crecimiento del domo y la evolución del glaciar entre septiembre de 2003 y octubre de 2004. Las imágenes de alta resolución (precisión vertical de 10 cm) determinaron la elevación de una parte central de 0.097 km² rodeada por una franja de hielo de 50-80 m de ancho. El domo se elevó 50,75 m entre las dos fechas y se incrementó 4,9 x 10⁶ m³, así el emplazamiento de la lava se produjo a una tasa de 0,5 x 10⁶ m³ por día. Además, se pudieron cuantificar las variaciones ocasionadas por procesos no volcánicos por comparación entre los modelos de elevación de las dos fechas. De ese modo, se detectaron varios desprendimientos (de 10⁴ a 10⁵ m³) que cayeron al glaciar y pequeñas acumulaciones de *debris flows*. También se midió el glaciar rocoso del extremo noroeste (1,4 x 10⁵ m²) que avanzó 7-8 m y aumentó en 2,5 x 10⁵ m³.

El último estudio publicado sobre la evolución del interior del cráter (Schilling *et al.*, 2006) se basa en el tratamiento de fotografías aéreas desde la erupción del otoño del año 2004 hasta febrero de 2006. A partir de fotografías aéreas mensuales se crean MDE de alta resolución que luego son tratados en un SIG para estimar los volúmenes de material extruido y las tasas de crecimiento del domo. Entre las fechas de estudio se emitieron cerca de 80 x 10⁶ m³ de lavas dacíticas. Estas imágenes también se utilizan para analizar los mecanismos del emplazamiento del domo y para medir el tamaño de las bocas.

2.- METODOLOGÍA Y APLICACIÓN

La estructura metodológica y su aplicación se han dividido en dos bloques que emplean técnicas diferentes. Por un lado, se realiza la cartografía geomorfológica con procedimientos de fotointerpretación convencional y herramientas cartográficas de SIG. También el SIG se encarga de realizar la comparación espacial de los mapas resultantes, teniendo en cuenta la variable temporal. Por otra parte, se estudian los valores morfométricos derivados de la topografía que ofrecen las restituciones fotogramétricas, mediante un análisis espacio-temporal llevado a cabo en el SIG. Los resultados obtenidos de aplicar ambos paquetes metodológicos son complementarios.

2.1.- Cartografía geomorfológica

A- Leyenda geomorfológica:

La leyenda geomorfológica (Figura 2.2) se ha establecido en función de los objetivos planteados y del posterior tratamiento en el SIG. Por ello, en primer lugar la leyenda tiene que ser clara y simple, es decir, que sus clases sean excluyentes y estén bien definidas; y con el menor número de categorías posible para no engrosar

innecesariamente las bases de datos. En segundo lugar, para que el análisis se pueda realizar en modo vectorial y ráster, se ha optado por cartografiar formas que tengan expresión superficial, esto es, que puedan ser proyectadas en planta y su representación geométrica sea un polígono. Aunque se emplean elementos lineales para marcar las fracturas circulares de los domos o el símbolo de escarpe para demarcar el cráter exterior, éstos sólo se utilizan en la edición cartográfica final y no tienen manifestación en los análisis SIG.

Atendiendo a la velocidad a la que experimentan cambios las formas del interior del cráter, se han establecido dos grupos de formas: **cráter principal y complejo volcánico reciente**. En el primer caso, siempre están presentes la pared del cráter y la rampa. En la **pared del cráter** aflora la lava masiva y, excepto en alguna pequeña repisa, está limpia de material suelto. La pendiente de esta forma es muy elevada (entre 53° y 44°, Figura 2.57), por lo que su aspecto general es el de un escarpe.

El contacto de la pared con la **rampa** constituye una ruptura de pendiente fácilmente perceptible en la fotografía aérea. La rampa no presenta ningún afloramiento de lavas, por el contrario, está constituida por material suelto de distintos tamaños. Los escombros acumulados tienen dos posibles orígenes:

- Procedentes de la fracturación y evacuación (por gravedad, arroyada, movimientos sísmicos...) de la pared del cráter que bordea la rampa en todo su perímetro en cotas superiores, por lo que la rampa tiene carácter coluvial.
- Producidos por las emisiones de las bocas del volcán. Los piroclastos son lanzados al aire y en ocasiones caen de nuevo en el interior del cráter, dependiendo de la violencia de la explosión y de la distribución que haga el viento. Dentro del cráter se alojan preferentemente en las áreas deprimidas o con topografías favorables. En el primer caso engrosan la rampa por su parte inferior, mientras que en el segundo los materiales pueden quedar retenidos en alguna concavidad o repisa presente en la pared del cráter, pero debido a que esta tiene una importante pendiente, se desprenderá rápidamente y pasará a engrosar la rampa.

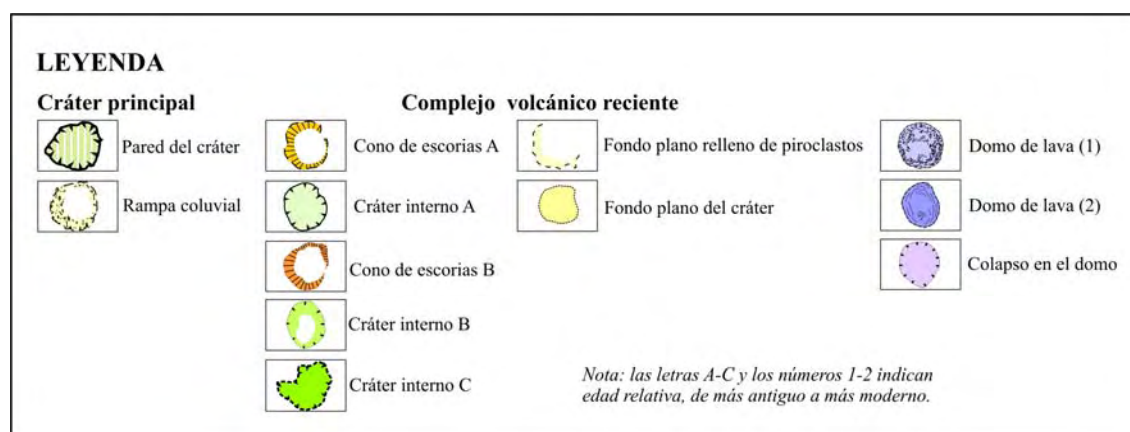


Figura 2.2. Leyenda empleada en la elaboración de la cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl.

A pesar de esta doble naturaleza del material que compone la rampa, en la leyenda se le aplica a esta forma únicamente el calificativo de **coluvial**, con el objeto se simplificar la denominación, aunque se trata de una acumulación donde se mezcla lo coluvial con la deposición volcánica.

El segundo grupo de formas, denominado **complejo volcánico reciente**, presenta variaciones muy rápidas en el tiempo. En todos los casos se distingue un **cráter interno**,

con escarpes marcados, rodeado, total o parcialmente, por un **cono de escorias**. Este cráter es fruto de la voladura de un domo y, en las ocasiones que las fotografías aéreas son de muy buena calidad, se observa que el escarpe del cráter está compuesto por lavas frescas. Estas lavas son los restos de un domo anterior, que se cubren de material suelto fruto de la destrucción del domo y de las emisiones de las bocas. Por lo tanto, el interior del cono de escorias está formado por los restos de un domo, aunque su superficie aparezca cubierta casi siempre por material suelto.

La depresión que forma el cráter puede presentar una forma cóncava cónica, es decir, con un único punto más bajo; también puede contener un **fondo plano**, con material piroclástico que forma un relleno plano a cierta profundidad; o incluir otras estructuras de origen volcánico. Estas formas que pueden alojarse en el interior del cráter interior son:

- Otro **cráter**, producto de la destrucción parcial o total de algún domo pequeño, rodeado o no de su respectivo **cono de escorias**. En este caso, los distintos cráteres se marcan con las letras *A*, *B* y *C*, que se suceden de más antiguo a más reciente. Igual se hace con sus conos de escorias (*A-B*).
- Un **complejo domático**, en el que se puede distinguir un único **domo** (con la característica topografía abovedada y su superficie rugosa) o dos domos, uno inscrito en otro. Los domos pueden aparecer colapsados total o parcialmente. El **colapso** se distingue como una depresión rodeada por fracturas en forma de arco y su superficie mantiene la rugosidad de las lavas. Si aparecen dos domos se señalan con los números 1 y 2, suponiendo el 1 más antiguo que el 2.

Por último, en alguna ocasión y tras una emisión de gran cantidad de material, se ha distinguido un depósito de piroclastos que rellena la concavidad formada entre la parte más baja de la rampa y la del cono de escorias. Este depósito de escorias forma un **fondo plano**.

B- Fotointerpretación:

Las formas de relieve se han delimitado sobre una serie temporal de fotografías aéreas aplicando el método tradicional de fotointerpretación con un estereoscopio de reflexión. De la colección accesible de fotografías que posee la DGCF, dependiente de la SCT de México, se han seleccionado 22 tripletas en las aparece el interior del cráter del Popocatepetl. Los criterios fundamentales de elección se basaron en que las fotografías debían permitir la visibilidad del interior del cráter, sin presentar gran cantidad de nubes o fumarolas; que tuvieran una escala adecuada para distinguir las formas del interior del cráter; y que estuvieran realizadas en la vertical (con ángulos inferiores a 3°).

Según la secuencia temporal se escogieron las siguientes fotografías:

- Con fechas anteriores al inicio del presente periodo eruptivo existe poca cantidad de fotografías aéreas del Popocatepetl y éstas están realizadas con escalas pequeñas. De este periodo las imágenes más apropiadas se corresponden con las fechas de noviembre de 1982 y mayo de 1989, aunque son las que presentan escalas más pequeñas (1:80.000).
- Una vez iniciada la actividad se obtienen fotografías con mayor detalle del cono superior, aunque la frecuencia todavía es muy grande y las imágenes no presentan una buena visibilidad (nubes, fumarolas, con mucha inclinación...).

Del denominado periodo de inicio de la actividad por Franco (2005), que va desde la fecha de inicio de la actividad volcánica (diciembre de 1994) hasta finales de 1997, tan sólo se tiene una tripleta sobre la que se puede trabajar con fiabilidad: 14 de noviembre de 1997.

- Del periodo de máxima actividad -entre 1998 y 2001 según la terminología de Franco (2005)-, la frecuencia de realización de las fotografías es mayor y la calidad de las mismas mucho mejor. En este intervalo temporal se han seleccionado para la cartografía geomorfológica 13 tripletas: 13 de abril de 1998, 8 de junio de 1998, 2 de diciembre de 1998, 2 de febrero de 1999, 2 de junio de 1999, 14 de octubre de 1999, 4 de noviembre de 2000, 20 de enero de 2001, 15 de marzo de 2001, 6 de abril de 2001, 13 de julio de 2001, 20 de agosto de 2001 y 20 de septiembre de 2001.
- En los dos años siguientes, la producción fotográfica se mantiene con las mismas características y se han elegido 6 fechas de la denominada por Franco (2005) fase de decremento de la actividad (entre 2002 y 2003). 17 de junio de 2002, 17 de septiembre de 2002, 2 de diciembre de 2002, 13 de febrero de 2003, 21 de julio de 2003 y 25 de agosto de 2003.

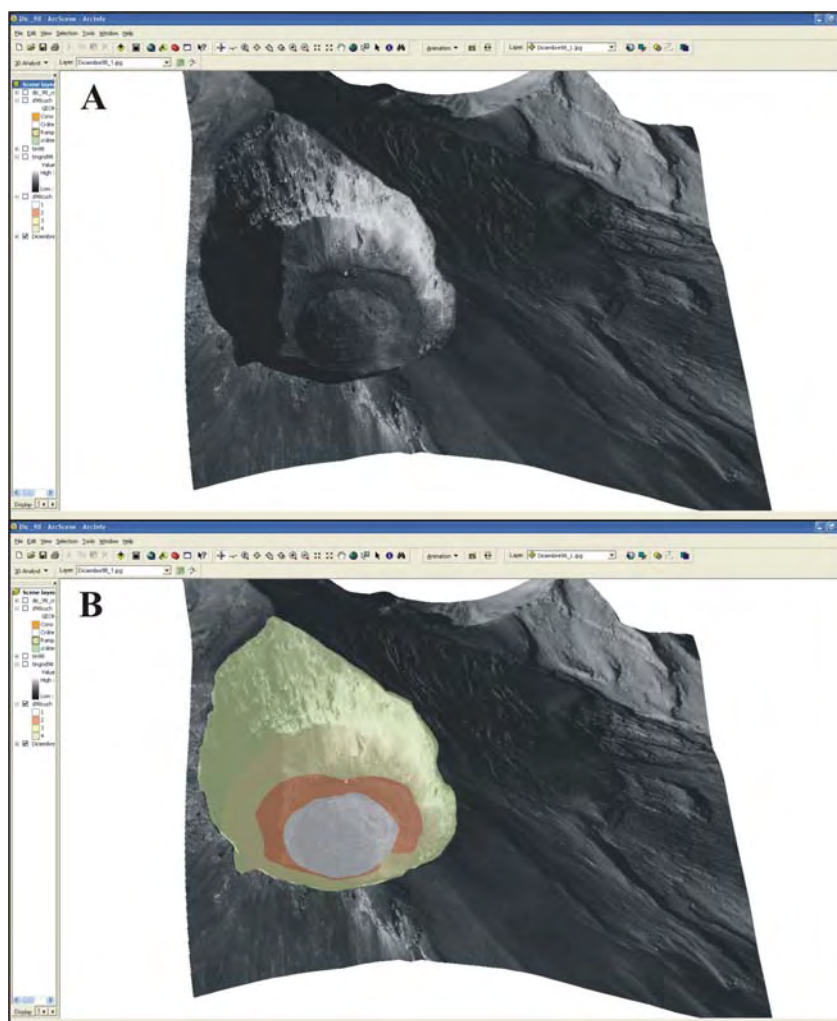


Figura 2.3. Pantallas de visualización en ArcScene de la fotografía aérea del cráter del Popocatepetl del 2 diciembre de 1998, con la elevación proporcionada por los datos de restitución (A) y con los polígonos del mapa geomorfológico superpuestos durante la realización del mismo (B).

Durante la tarea de fotointerpretación se ha contado con el apoyo de la colección de fotografías oblicuas, tomadas desde helicóptero, propiedad del CENAPRED, muchas

publicadas en su página web (www.cenapred.unam.mx/es/). También ha sido inestimable la ayuda de la visualización en 3D en la pantalla del ordenador (Figura 2.3.A) de algunos de los fotogramas que se pudieron restituir (ver apartado 2.2.A de este capítulo). Para ello se emplea el módulo de ArcGis, ArcScene donde a la fotografía corregida y georreferenciada (ver apartado 2.2.A de este capítulo) se le asignan los valores de elevación del MDE creado con la restitución. En la misma imagen se pueden añadir elementos de referencia, como las curvas de nivel, o la propia capa de polígonos que representan cada forma. El efecto visual es similar al que ofrece el estereoscopio con la ventaja de que se puede orientar fácilmente sin perder la visualización en 3D (herramienta *Navigate*) y se pueden realizar correcciones sobre la cartografía en formato digital y ya georreferenciada (Figura 2.3.B).

Con el método tradicional de fotointerpretación se obtiene un “pseudomapa”, ya que las formas se demarcan sobre un acetato fijado al fotograma central, de manera que el dibujo resultante mantiene la deformación de la fotografía. Para convertir las fotografías a ortofotos y los pseudomapas a mapas tienen que pasar por un proceso de ortorrectificación y georreferenciación.

C- Ortorrectificación de fotografías y de cartografías.

Las fotografías aéreas siempre tienen un cierto grado de deformación provocada por las distorsiones de la lente, la curvatura terrestre, la refracción, la inclinación de la cámara y la topografía del terreno, que puede ser corregido o minimizado (Welch y Jordan, 1996). En el caso que nos ocupa, al tratarse de un área reducida, no es necesaria la corrección del error introducido por la esfericidad terrestre. En cambio las imágenes aparecen especialmente distorsionadas por la configuración topográfica del volcán, que tiene pendientes muy escarpadas ($>30^\circ$). Por otro lado, la actividad volcánica también dificulta la realización totalmente vertical de las fotografías. Debido a esto, las fotografías y los mapas realizados sobre ellas mediante fotointerpretación tienen que someterse a un proceso de corrección geométrica u ortorrectificación. Actualmente, este proceso se puede llevar a cabo por medio de diferentes programas informáticos de tipo SIG, CAD y otros softwares geomáticos empleados en topografía. En todos ellos las fotografías aéreas en formato digital se “remuestrean” para crear una imagen rectificada. En este caso se ha empleado el producto de Esri ArcGis Desktop 9.2 bajo licencia ArcInfo para realizar la corrección y la georreferenciación, ya que el resto de procesos se realizan con este programa y elegir otro para ejecutar este paso encarecería el desarrollo técnico y lo haría más complejo.

Welch y Jordan (1996) definieron de forma simple los pasos para llevar a cabo una ortorrectificación con éxito:

- Escaneado de la fotografía aérea a alta resolución (1.200 ppp -puntos por pulgada-) y su conversión a imagen ráster.
- Localización de los puntos de control en la imagen.
- Proceso de rectificación según el programa informático empleado.

Una vez escaneada la fotografía aérea con alta resolución y transformada en imagen ráster (JPEG o TIFF), se necesita una colección de puntos de control fácilmente reconocibles en las imágenes y de los que se tenga una correcta localización en el sistema de coordenadas que se esté empleando. Para ello se utilizó la ortofoto a escala 1:20.000 de noviembre de 1982 (INEGI, 1983), donde se señalaron 13 puntos con

coordenadas UTM, identificables en las fotografías aéreas. De estos, 11 se pudieron localizar en cada una de las 22 imágenes, mientras que los otros 2 sólo aparecían en algunas. Para que los resultados fueran comparables, se optó por utilizar esos 11 puntos, desestimando los otros dos.

La localización realizada de esta manera tiene un error asociado al límite de percepción visual en la escala de la ortofoto. La vista humana es capaz de percibir hasta 0,25 mm, con un error de apreciación equivalente a 0,2 mm (Sanjosé *et al.*, 2004). El error de localización de cada uno de los puntos de control es entonces $0,2 \text{ mm} * 20.000 = 4.000 \text{ mm} = 4 \text{ m}$. Como todas las fotografías se han transformado con estos mismos puntos, todas tienen el mismo error de localización y por tanto, son comparables (Sanjosé *et al.*, 2004).

En el siguiente paso, la herramienta Georeferencing permite efectuar la ortorrectificación en dos fases. En la primera se relacionan los puntos elegidos sobre la imagen con las coordenadas reales de dichos puntos (Figura 2.4), mientras que la segunda se lleva a cabo la transformación geométrica (Figura 2.5).

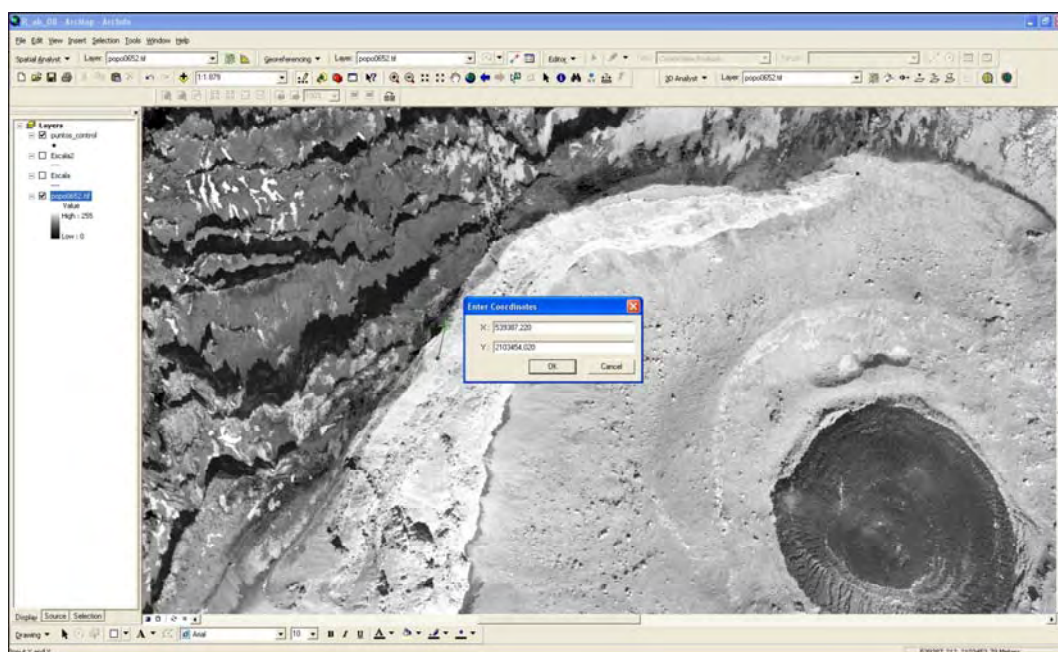


Figura 2.4. Asignación de coordenadas a uno de los puntos de control en el proceso de georreferenciación de la fotografía aérea del cráter del Popocatepetl del 2 diciembre de 2002, con la herramienta *Georeferencing* de ArcGis.

De la lista que ofrece el programa se valoraron dos métodos de ajuste según la precisión que ofrecen para este trabajo en concreto: la transformación polinómica de tercer grado y el ajuste *Spline*. El primer método se utiliza comúnmente para transformar imágenes (Esri, 2006). Con el se mueve, escala, gira y torsiona la fotografía, obteniéndose rectificaciones geométricas de alta precisión. Esta precisión tiene carácter *global*, por lo que siempre se obtiene un error residual cuadrático medio (RMS) en la localización de los puntos de control. Por otro lado, el ajuste *Spline* utiliza el denominado método de la “sábana elástica” (*rubber sheeting method*) que consigue un ajuste perfecto de los puntos de control, es decir, optimiza la transformación *local*, pero no garantiza una precisión total de los puntos más alejados a los puntos de control (Esri, 2006). Por lo tanto, la transformación polinómica de tercer grado ofrece un mejor ajuste global (áreas alejadas de los puntos de control) y el método *Spline* garantiza una transformación precisa en los puntos de control. En el caso de la corrección de la

porción de imagen correspondiente al interior del cráter los resultados obtenidos con la aplicación de los dos métodos no presentan variaciones acusadas (Figura 2.6), debido a que seis de los puntos de control se encuentran localizados en el borde del cráter.

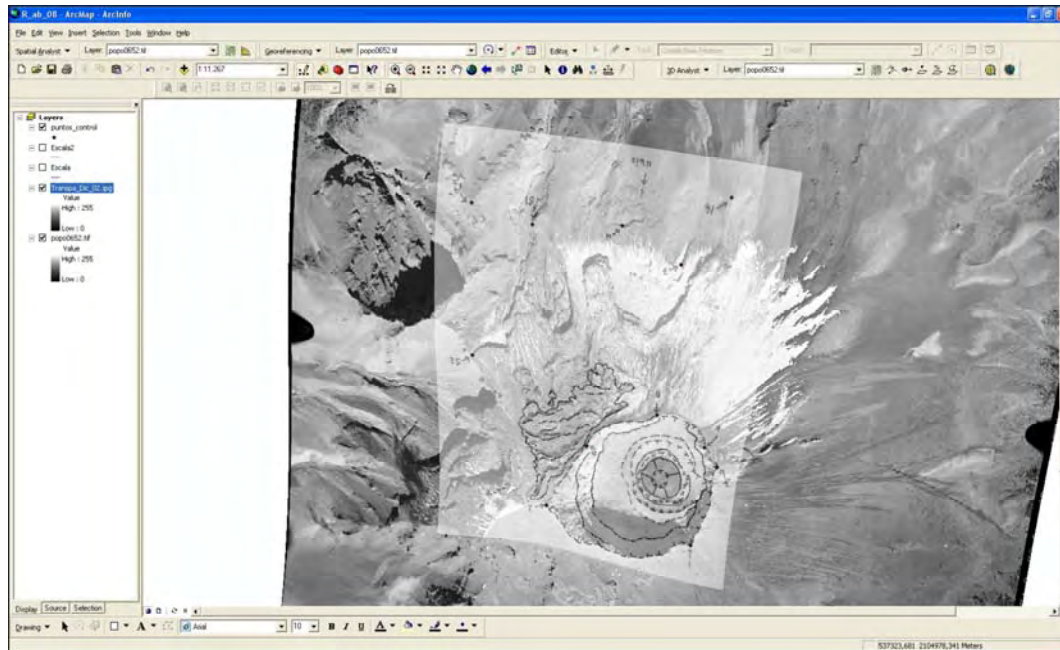


Figura 2.5. Resultado de la rectificación y georreferenciación de la fotografía aérea del cráter del Popocatepetl del 2 diciembre de 2002 y de la cartografía geomorfológica mediante el empleo de la herramienta *Georeferencing* de ArcGis.

A pesar de la escasa diferencia, se ha optado por emplear la transformación polinómica de tercer grado minimizando el error RMS, lo que debe indicar una transformación altamente aceptable de forma global. De esta manera, se fijó un error aceptable según la escala de trabajo. La escala aproximada de las fotografías aéreas que se han utilizado es de 1:20.000 (que varían entre 1:80.000 para las dos primeras fechas y 1:14.000 en las 7 fotografías con mayor resolución), por lo que la escala de la cartografía se ha calculado en 1:10.000 según la fórmula (recopilada en Sanjosé *et al.*, 2004):

$$E = 200 * \sqrt{E_c}$$

donde:

E : denominador de la escala media aproximada de la fotografía

E_c : denominador de la escala de la cartografía

Así, el error planimétrico (e_{xy}) tolerable en la determinación de un punto transformado de una fotografía aérea a una cartografía se establece según la fórmula (recopilada en Sanjosé *et al.*, 2004):

$$e_{xy} = E_c * 0,2 * \sqrt{2}$$

donde:

e_{xy} : error, en mm

E_c : denominador de la escala de la cartografía

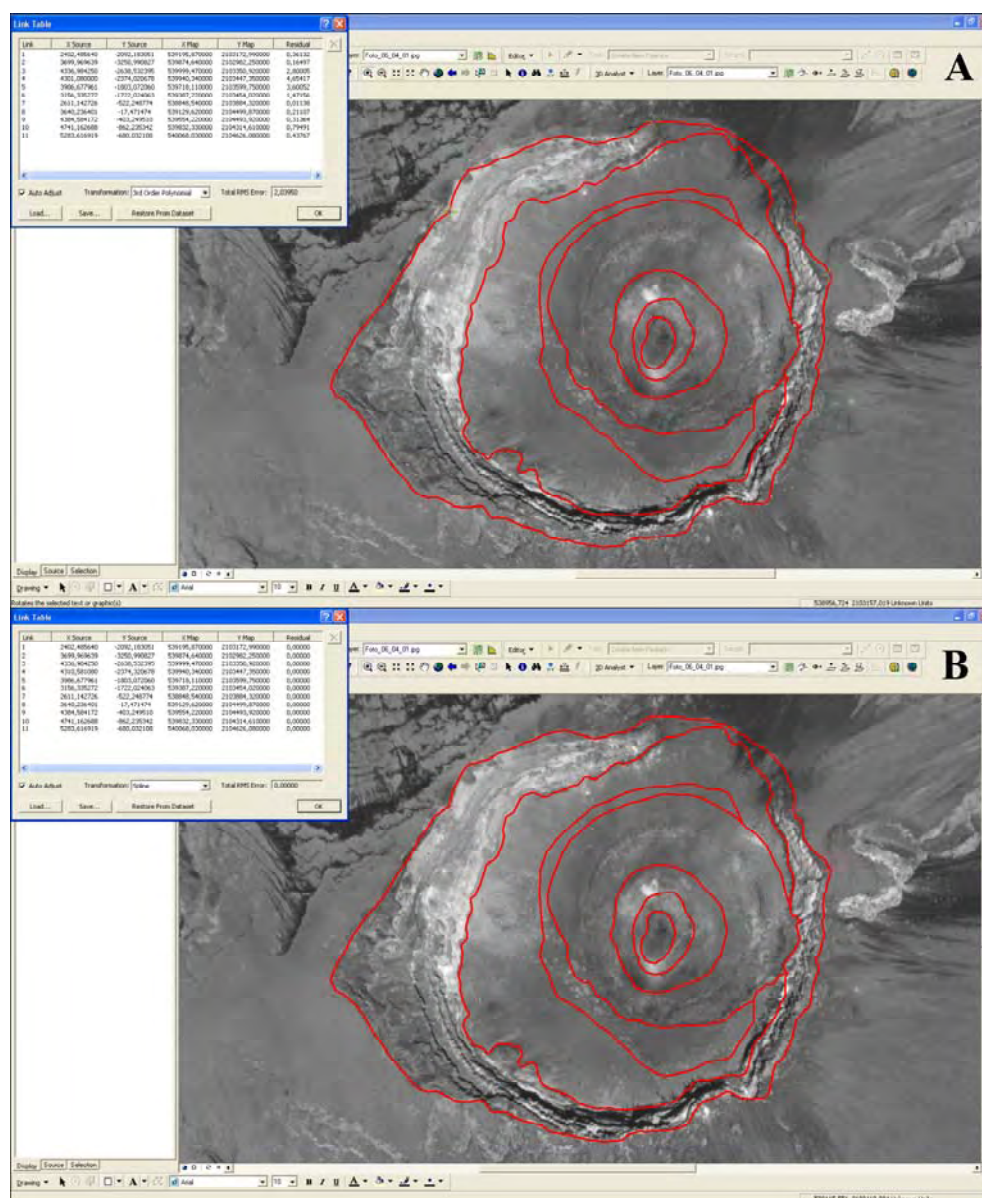


Figura 2.6. Diferencias entre los dos métodos de transformación empleados: A (polinómica de tercer grado) y B (Spline). En líneas rojas aparecen digitalizadas las unidades geomorfológicas sobre la fotografía corregida del 16 de abril de 2001.

Por lo tanto, para una escala de trabajo de 1:10.000, el límite de error tolerable es de $\pm 2,23$ m.

Para calcular el error planimétrico (e_{xy}) cometido en las operaciones de rectificación y georreferenciación se debe tener en cuenta el error en la adquisición de la fotografía (e_1) y el error en el escaneo (e_2), además del error al efectuar la corrección geométrica (e_3):

- e_1 : El error en la adquisición de la fotografía viene determinado por la resolución fotográfica: 7100 líneas/cm equivalen a 0,007 mm (0,070 m a escala de trabajo).
- e_2 : Las fotografías se escanearon con una resolución de 1.2000 ppp (=472 puntos/cm), equivalentes a 0,01 mm (0,1 m a escala del terreno).
- e_3 : El error en la rectificación geométrica de las fotografías y los esquemas cartográficos se entiende como la media de los RMS totales al utilizar una transformación polinómica de tercer grado para las fotografías en ArcGis: $\pm 2,21$

m. El valor medio del error RMS total de la transformación de los “pseudomapas” fue de $\pm 2,04$ m.

En conjunto, el error de georreferenciación se puede calcular de la siguiente manera:

$$e_{xy} = \sqrt{(e_1)^2 + (e_2)^2 + (e_3)^2}; \quad e_{xy} = \sqrt{(0,070)^2 + (0,1)^2 + (2,21)^2} \cong \pm 2,2133\text{m (F)}$$

$$e_{xy} = \sqrt{(e_1)^2 + (e_2)^2 + (e_3)^2}; \quad e_{xy} = \sqrt{(0,070)^2 + (0,1)^2 + (2,04)^2} \cong \pm 2,0436\text{m (C)}$$

Así, el error medio cometido en la rectificación de las fotografías (F) de $\pm 2,21$ m y en la de las cartografías (C), $\pm 2,04$ m; es ligeramente inferior al límite de error tolerable ($\pm 2,23$ m). Debe considerarse este un error muy aceptable, si se tienen en cuenta las fuertes pendientes que presenta el terreno, que algunas imágenes fueron tomadas con una inclinación ligeramente superiores a 3° y que las alturas de vuelo son diferentes.

D- Digitalización de la cartografía.

La herramienta Editor permite la digitalización de los distintos polígonos que representan cada forma de relieve en el interior del cráter (Figura 2.7). A la vez que se delimita la forma, se le asocia una serie de campos en una base de datos. En esta base de datos se le asigna a cada forma su superficie, mediante el operador *Field Calculador* de la tabla de atributos.

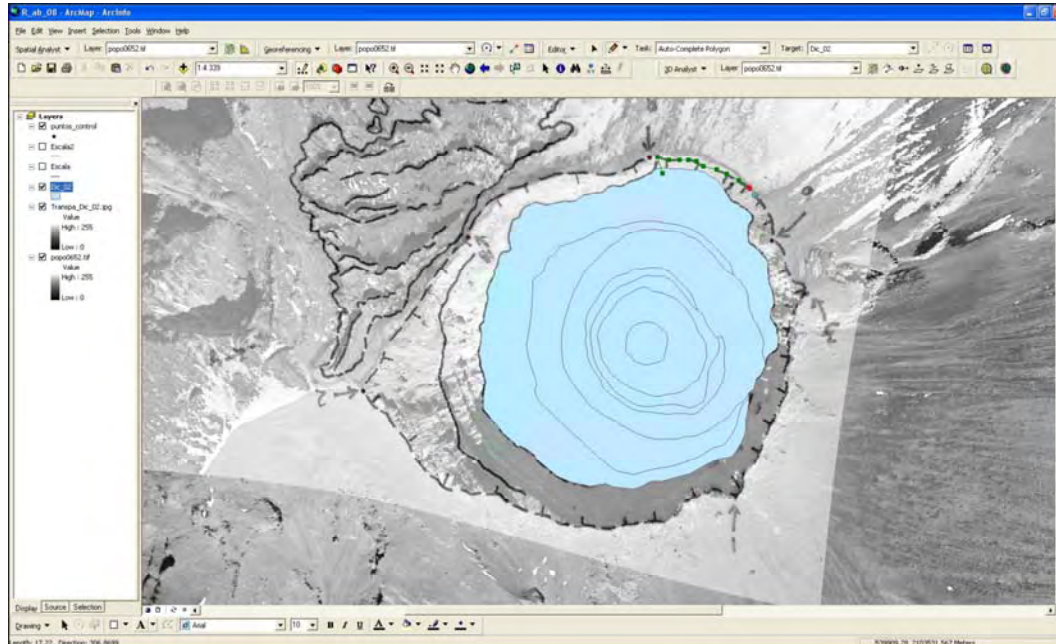


Figura 2.7. Con la herramienta *Editor* de ArcGis se digitalizan los polígonos que representan las distintas formas en el interior del cráter. En el ejemplo aparece la fotografía aérea y la cartografía del 2 diciembre de 2002.

El error asociado a la digitalización de los límites de las unidades geomorfológicas fue minimizado siguiendo las recomendaciones de Bolstad *et al.*, (1990). Las unidades fueron digitalizadas hasta 7 veces para cada fecha. La diferencia

entre las digitalizaciones de la misma fecha no excedió $\pm 0.01\%$ del total del área del cráter, por lo que la precisión de las medidas se consideró adecuada para el estudio.

E- Creación de una base de datos multitemporal.

Las bases de datos asociadas a cada uno de los mapas geomorfológicos tienen extensión .dbf, por lo que son fácilmente exportables al programa Excel. En Excel se recoge toda la información de superficies ocupadas por cada forma y se sintetiza en una hoja. La información sistematizada contiene el área de cada una de las formas por cada fecha de análisis y el porcentaje que representa respecto del cráter completo. Además, se agrupan en tres categorías: paredes del cráter exterior, rampas coluviales y complejo volcánico reciente –cráteres, conos y domos-. Este programa permite a la vez una visualización en gráficos, lo que facilita la interpretación de los resultados (Figura 2.8).

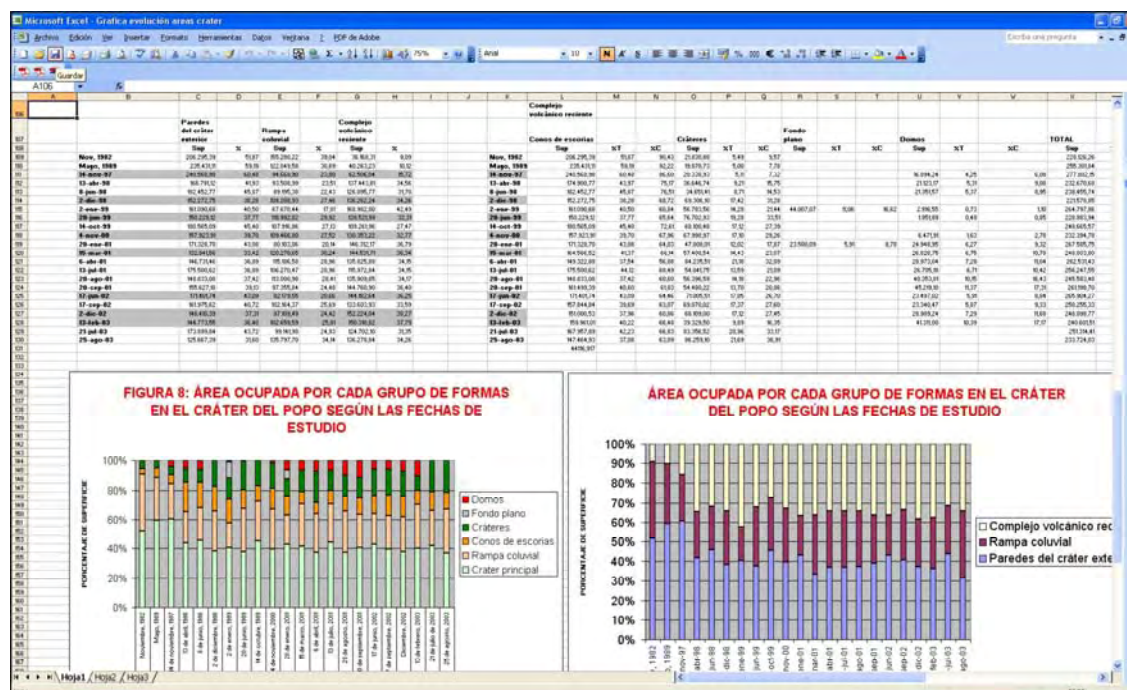


Figura 2.8. Aspecto de la hoja de cálculo resumen de los valores de superficies ocupadas por cada una de las formas en el interior del cráter del Popocatepetl para cada una de las fechas de análisis.

F- Edición de la cartografía final.

El paquete de trabajo ArcGis Desktop 9.2 posee un módulo completo de edición cartográfica: *Layout*. Pero además tiene la ventaja de generar archivos compatibles con la mayor parte de programas de diseño. En este trabajo la cartografía final se ha editado en CorelDraw 12, gracias al formato de intercambio .emf que no deforma las unidades y las asigna a una capa de forma individual.

G - Análisis de la evolución morfológica.

A partir del examen visual de las cartografías y de las variaciones de superficie de las distintas formas a lo largo del tiempo, se ha realizado el análisis de la evolución morfológica y se ha puesto en relación con los registros que se poseen sobre la actividad volcánica.

En el siguiente diagrama (Figura 2.9) de flujos se resumen los pasos metodológicos que se han seguido en el bloque de técnicas aplicadas a la cartografía geomorfológica:

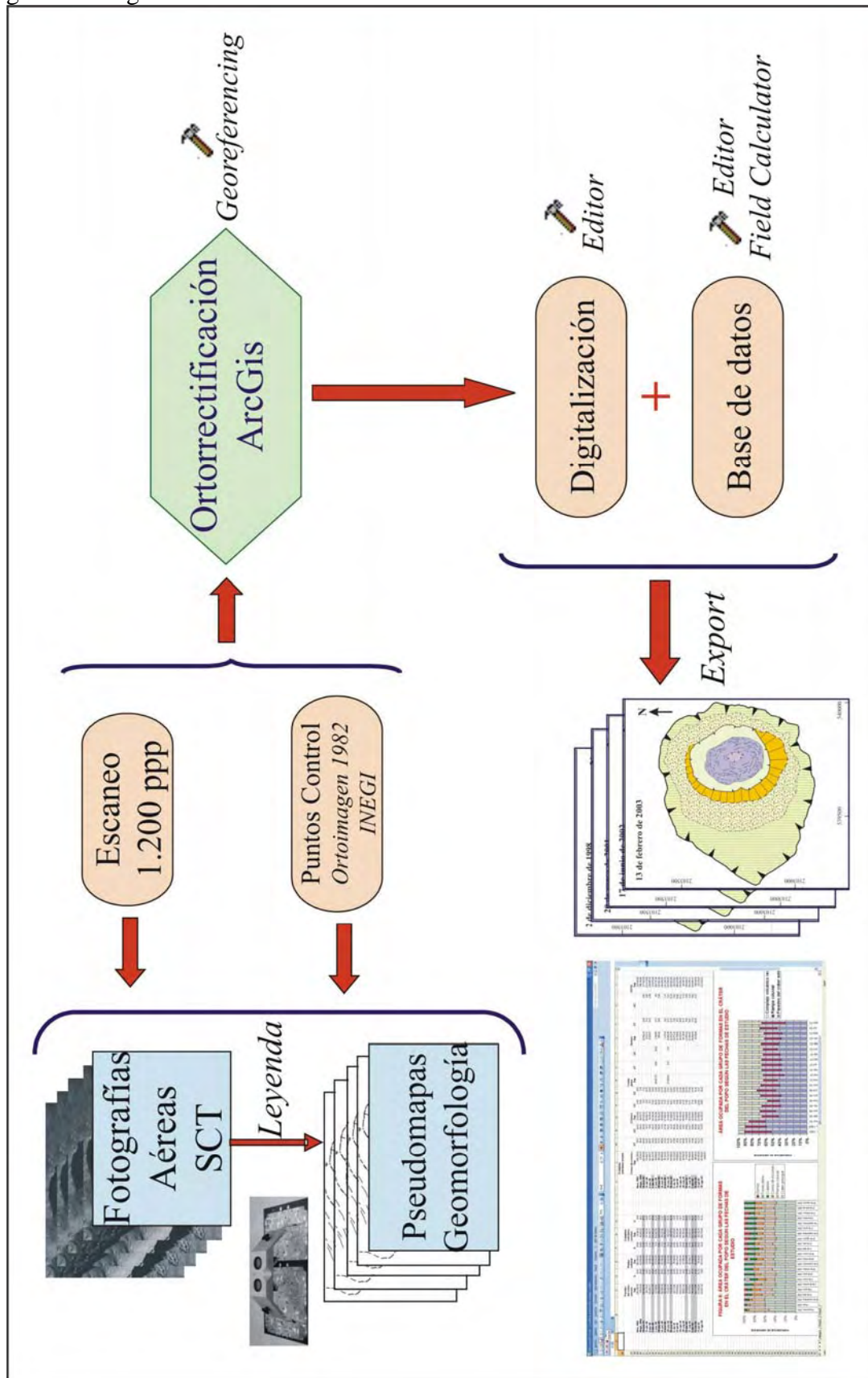


Figura 2.9. Diagrama de flujos de la secuencia de aplicación de técnicas para la realización de la cartografía y análisis geomorfológico.

2.2.- Tratamiento de los datos topográficos

A- Restitución de fotografías aéreas:

La restitución topográfica la desarrolló el equipo del Dr. J.J. de Sanjosé en el Departamento de Expresión Gráfica de la Escuela Politécnica de la Universidad de Extremadura.

Tan sólo 8 de los 22 tripletas de fotografías aéreas resultaron aceptables para el trabajo de restitución, ya que cumplían los requisitos de: buen contraste y claridad (sin nubes ni fumarolas), área cubierta similar, datos técnicos completos (escala, altura de vuelo, certificación de la cámara, marcas fiduciarias, distancia focal...) y verticalidad (inclinación del aparato con un ángulo inferior a 3°). Las fechas elegidas fueron: 14 de noviembre de 1997, 2 de diciembre de 1998, 2 de junio de 1999, 4 de noviembre de 2000, 6 de abril de 2001, 17 de junio de 2002, 2 de diciembre de 2002 y 13 de febrero de 2003.

Las elevaciones se obtuvieron mediante restitución analógica y el resultado fue una cartografía a escala 1:5.000 (ya que la escala aproximada de las 7 tripletas empleadas era de 1:14.000), con curvas de nivel equidistantes 10 m. Además se añadieron algunos puntos de especial significación, como por ejemplo el punto más bajo del interior del cráter o los puntos más elevados del borde del cráter exterior.

Al realizarse la cartografía a escala 1:5.000 con un restituidor analítico, el error planimétrico (e_{xy}) es $\pm 1,41\text{m}$, teniendo en cuenta la fórmula $e_{xy} = E_c * 0,2 * \sqrt{2}$. A pesar de esto, el equipo de topógrafos estimó este error en ± 2 m, dadas las fuertes deformaciones que presentan las fotografías por la elevada pendiente. Para la altimetría, el error se estima en 1/3 de la equidistancia de curvas de nivel (10 m), es decir, el error en la coordenada z es de ± 3.3 m.

B- Creación de un Modelo Digital de Elevaciones en formato ráster:

El equipo de topógrafos proporcionó la información de alturas en formato .dwg, tanto las curvas de nivel, como la nube de puntos de apoyo. Estos ficheros se pueden abrir directamente en ArcGis y convertirse a capas .shp a partir de las que se genera un modelo del terreno continuo, es decir, en formato ráster, que posibilitará los posteriores tratamientos numéricos mediante herramientas de cálculo.

Las capas .shp que contienen los valores topográficos son vectoriales, de líneas y puntos, por lo que necesitan un tratamiento de interpolación para que la variable altura quede representada de forma continua en todo el espacio analizado. Uno de los métodos más utilizados en Topografía para la generación de MDE es el TIN (*Triangulated Irregular Network*), que crea una red de triángulos irregulares para representar una superficie. Este método se basa en los principios clásicos de la triangulación de Delaunay, que si bien está limitado por la información de partida (mantiene las xyz de los puntos de entrada), es uno de los más utilizados por su escasa complejidad (Felicísimo, 1994; van Kreveld, 2000). La extensión de ArcGis *3DAnalyst*, mediante su opción *Create/Modify TIN – Create TIN From Features*, crea MDE basándose en este algoritmo matemático. Una vez generado el modelo se añade una capa de corte (*clip*), que contiene el polígono formado con los límites del cráter exterior, con la opción *Add features to TIN*. Tras recortar el espacio de análisis, la capa tin se convierte a ráster (.grd) (*3DAnalyst – Convert – TIN to Raster*), lo que posibilitará los cálculos siguientes.

C- Comparaciones entre dos fechas de los modelos de elevación:

Para calcular las cantidades de material perdido o incorporado en el interior del cráter entre dos fechas se ha empleado la herramienta de ArcGis Cut/Fill (*3D Analyst – Surface Analysis - Cut/Fill*). La operación se realiza a partir de dos capas con la información de altitud, en formato tin o grd, de fechas consecutivas o bien entre la primera y la última de la serie temporal. El resultado final (Figura 2.10) es otra capa en formato .grd con sus celdillas clasificadas en tres colores: rojo (*net gain*), gris (*unchanged*) y azul (*net loss*). Las áreas rojas son las que han experimentado una elevación entre la primera fecha (nov 97 en el ejemplo) y la segunda (dic 98 en el ejemplo). Las áreas coloreadas en gris no han variado su altura y las azules han disminuido. A esta cartografía aparece asociada una base de datos en la que se refleja el área de cada grupo de celdillas individualizado (187 en el ejemplo) y el volumen de variación entre los dos momentos. Con la herramienta *Select by Attributes* de la tabla de atributos de ArcGis se pueden consultar los valores positivos, negativos ó 0, para obtener el área total de variación positiva o negativa y la cubicación del volumen perdido o ganado. Las tablas de atributos se pueden exportar a un programa de cálculo de fácil manejo, como Excel, donde se compilan todas y se automatizan los cálculos. Entre dos fechas se obtiene el volumen de disminución y el de aumento, así como las áreas que experimentan una variación topográfica y las que permanecen iguales.

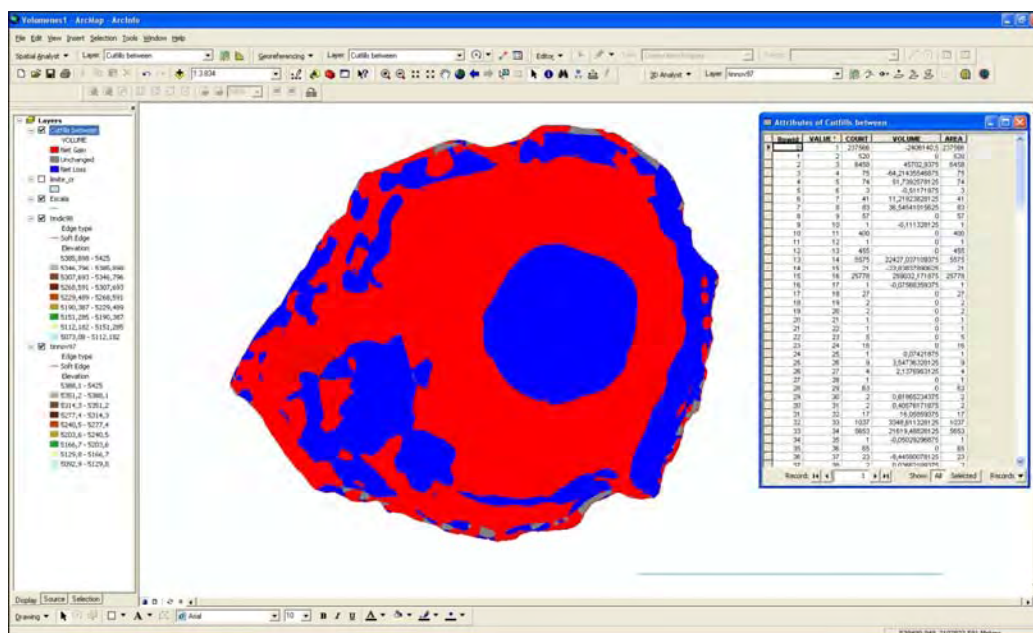


Figura 2.10. Resultado de la aplicación de la herramienta Cut/Fill a los MDE del interior del cráter del Popocatepetl correspondientes a noviembre de 1997 y diciembre de 1998. En azul se señalan las áreas con pérdida de altura, en rojo las que experimentan un incremento y en gris las que no cambian. En la tabla de atributos asociada se refleja la variación del volumen en el campo "Volume".

También resulta interesante calcular la variación media de la altura que ha experimentado el interior del cráter entre dos fechas. Para ello se emplea la herramienta *Raster Calculator*, que pertenece a la extensión *Spatial Analyst*. En este caso, sólo se admiten las capas de entrada con la información topográfica en formato .grd. La operación consiste en restar a la capa que contiene las alturas de una fecha determinada, la capa de fecha anterior, de manera que los valores positivos resultantes suponen un aumento de altura entre la primera y la segunda situación y los valores negativos, una

disminución. Como resultado (Figura 2.11) se obtiene otra capa ráster que contiene la información de la variación de altura en cada celdilla y que, por defecto, aparece con una gama de colores que varían entre los azules (pérdidas) hasta rojo (aumento), pasando por un verde claro (0). Además de una cartografía con mayor información visual que la obtenida en el paso anterior (Figura 2.10), esta capa proporciona una valiosa información en cuanto a la distribución estadística de los valores de las variaciones topográficas. Esto se consigue generando un histograma con la herramienta *Histogram*, la extensión *Spatial Analyst* (Figura 2.12).

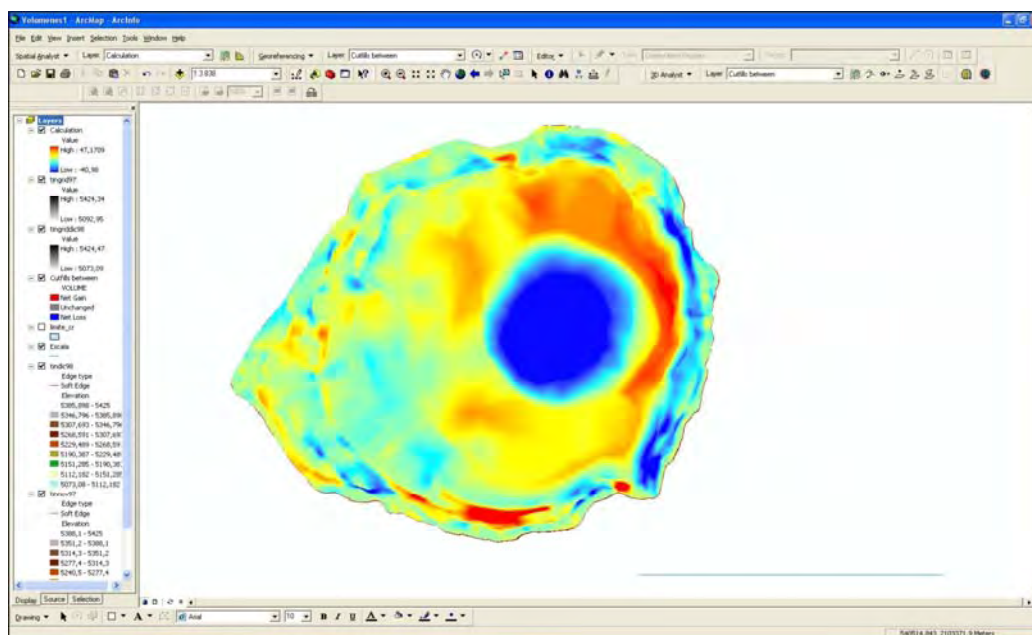


Figura 2.11. El resultado de aplicar la herramienta *Raster Calculator* a los MDE del interior del cráter del Popocatepetl correspondientes a noviembre de 1997 y diciembre de 1998 es una capa ráster, en la que cada una de sus celdillas contiene la altura de variación entre las dos fechas.

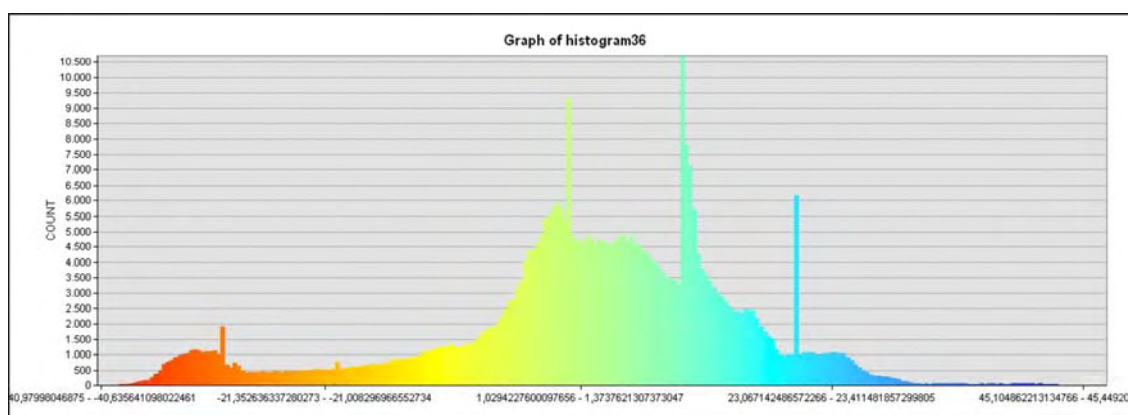


Figura 2.12. Histograma que muestra la distribución de los valores de restar las capas con la información de alturas de diciembre de 1998 y noviembre de 1997, del interior del cráter del Popocatepetl.

El examen del histograma resulta de suma utilidad para localizar los valores extremos, realizar las pertinentes consultas en el mapa o reclasificar los datos en función de las variaciones del gráfico. En especial, al hacer el análisis de las variaciones es interesante ver qué formas se han visto afectadas por la adicción o sustracción de material en mayor medida y si la variación ha sido tan pequeña que se pueda disimular en la tolerancia del error. Así, mediante la consulta a los histogramas se ha reclasificado (*Spatial Analyst - Reclassify*) la capa resultado de variaciones de altura (Figura 2.11) para aislar las diferencias superiores a +10 y +20 m y las inferiores a -10 y -20 m (Figura 2.13), así como las áreas que han sufrido modificaciones entre -2 y +2 m, valores que se encuentran por debajo del error tolerable en la altimetría.

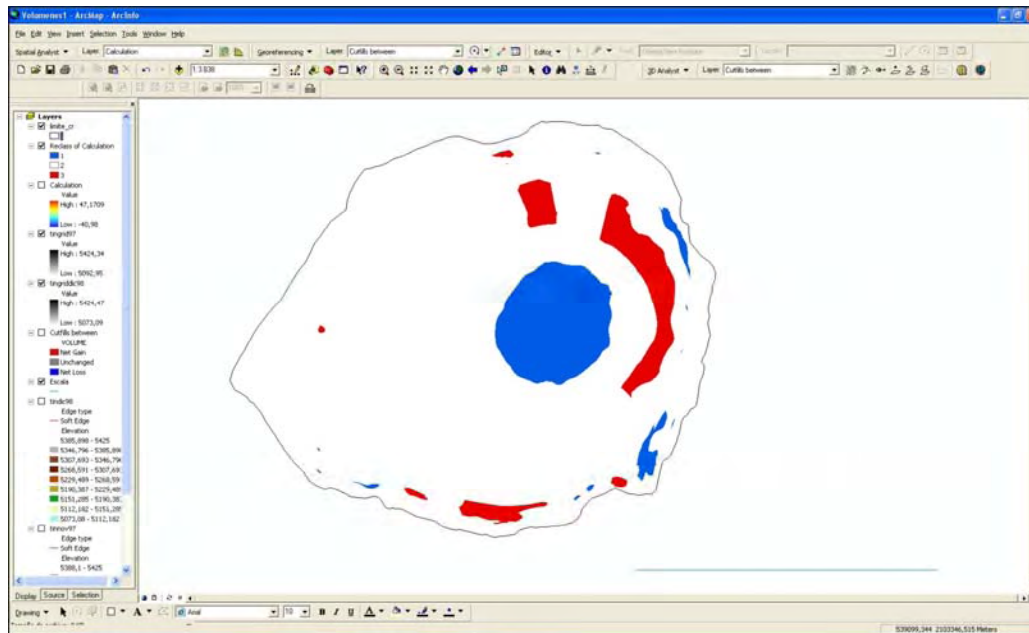


Figura 2.13. Al reclasificar los valores de la capa que contiene las alturas de variación (Figura 2.10), insertando cortes de clase en los valores de +20 y -20 m se obtiene un mapa con las áreas de mayor variación altimétrica entre noviembre de 1997 y diciembre de 1998.

Por otro lado, la altura media de incremento o disminución se calcula con la herramienta *Zonal Dataset*, de la extensión *Spatial Analyst*. Mediante este procedimiento se obtienen los estadísticos básicos que contiene una capa ráster (capa con la diferencia de alturas, Figura 2.11) en unas áreas determinadas definidas en otra capa (valores positivos, negativos y cero, fruto de la reclasificación de la anterior). El resultado (Figura 2.14) es una tabla con los valores medios, máximos y mínimos de la variación de la altura en las áreas de aumento y disminución.

En el gráfico de la figura 2.15 se esquematiza en un diagrama de flujos la secuencia de técnicas empleadas en la comparación de MDE.

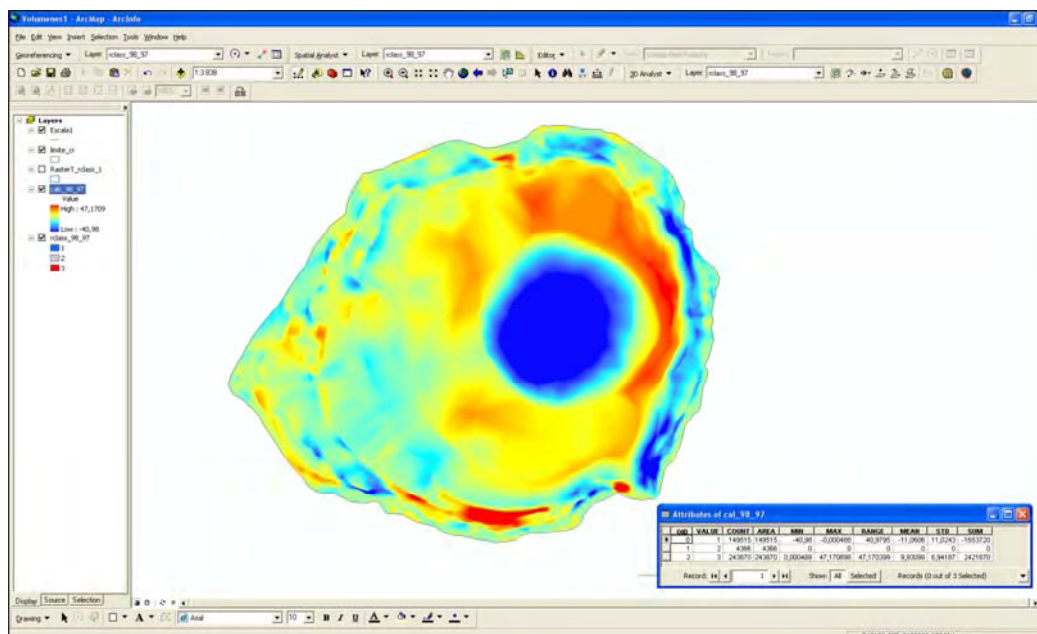


Figura 2.14. Tabla de estadísticos generados con *Zonal Dataset* de la capa ráster de variación de alturas entre noviembre de 1997 y diciembre de 1998, en el interior del cráter del Popocatepetl.

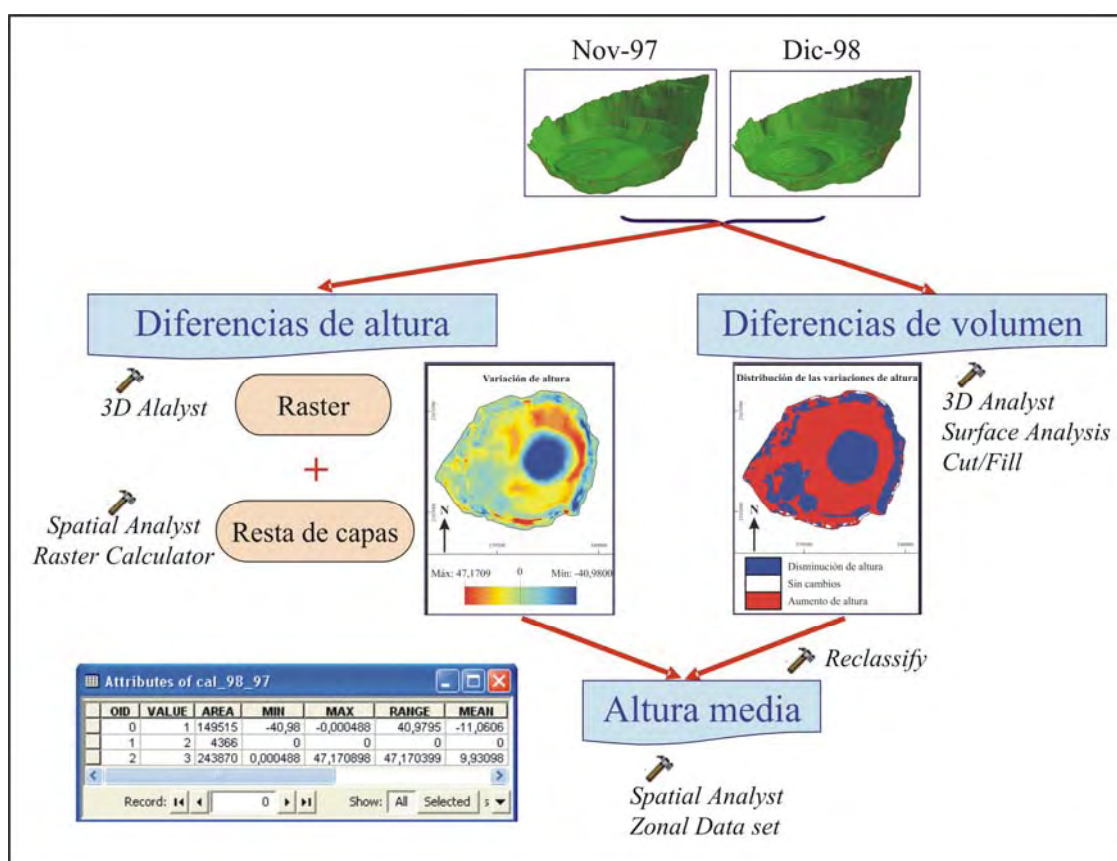


Figura 2.15. Diagrama de flujos de técnicas aplicadas en la comparación de MDE.

D- Variaciones de las pendientes entre dos fechas:

La comparación de los valores de pendiente en los MDE de dos fechas consecutivas se relaciona con la variación de superficie que presentan las diferentes

formas de relieve en planta. Así, esta operación sirve para cuantificar las variaciones de pendiente a lo largo de un periodo en el interior del cráter, pero también funciona como un elemento de control de la validez del estudio geomorfológico.

La herramienta *Slope*, de la extensión *Spatial Analyst-Surface Analysis*, genera una capa ráster con los valores de pendiente (en grados) a partir del MDE en formato tin. Los mapas de pendientes finales (Figura 2.16) para el análisis visual se han reclasificado mediante el método *Natural Breaks (Jenks)*, que determina estadísticamente y de forma automática las divisiones de clase mediante una búsqueda de pares de celdas adyacentes, entre las cuales hay una gran diferencia relativa de valor. De esta manera se localizan las principales rupturas de pendiente y se emplean para dividir las clases.

Por otro lado, en una hoja de cálculo se reúnen los estadísticos significativos de cada una de las capas generadas del cráter completo para cada fecha (pendiente máxima, mínima, media), así como los mismos datos referidos a los tres grupos de formas básicas diferenciados en el cráter: pared, rampas y complejo volcánico reciente. Estos últimos se obtienen al cortar (*clip*) la capa de pendientes con el polígono que delimita a cada una de estas unidades. Para finalizar, se incorpora a la base de datos las variaciones, en grados, experimentadas entre las fechas y obtenidas con la herramienta *Raster Calculador*, que resta los valores de pendientes entre fechas consecutivas.

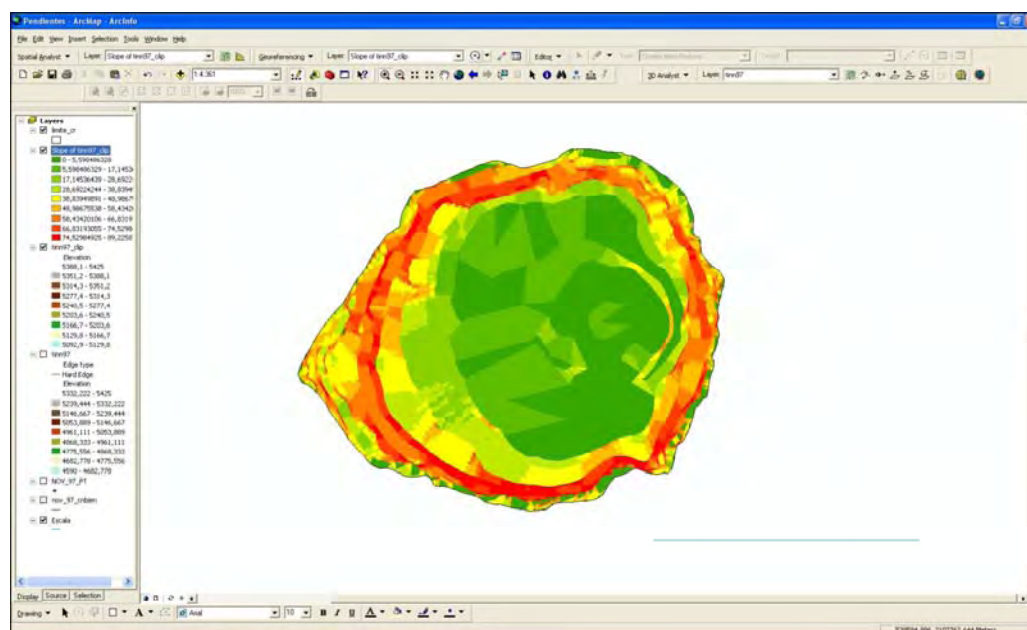


Figura 2.16. Al aplicar la herramienta *Slope* (*Spatial Analyst-Surface Analysis*) al MDE en formato tin, se obtiene una capa ráster en la que los valores de sus celdillas indican la pendiente en grados. En el ejemplo se ve la pantalla de ArcGis en la que se ha generado la capa de pendientes del interior del cráter del Popocatepetl, para noviembre de 1997.

E- Cálculo del volumen interior del cráter:

Con esta técnica se pretende conocer la capacidad del cráter del Popocatepetl en cada uno de los momentos de estudio, desde el punto más bajo del cráter interior hasta el punto más bajo del borde del cráter exterior, considerando este último como el lugar en el que se produciría el desbordamiento en el caso de un crecimiento desmesurado del domo interior o por un derrame de lava.

El cálculo se realiza con los valores de altura del interior del cráter almacenados en formato tin y con la herramienta *Area and Volume*, de la extensión *3D Analyst* –

Surface Analysis. En el cuadro de diálogo, además de indicar la capa con la información de alturas, se especifica la altura del plano de corte. Esta altura es la correspondiente al punto más bajo del borde del cráter exterior, es decir, 5.180 m. Además, se indica que la operación se tiene que hacer por debajo del plano indicado. Los cálculos que devuelve son el área planimétrica del espacio analizado (*2D Area*); el área real, que tiene en cuenta la pendiente (*3D Area*); y el volumen comprendido entre la superficie topográfica elegida (tin) y el plano de corte.

La visualización en 3D del cráter y el plano de corte (Figura 2.17) ayuda en la comprensión del proceso de vaciado/relleno del cráter y se puede poner en relación con la actividad eruptiva del volcán. De igual manera, los cortes topográficos (*3D Analyst-Interpolate Line-Create Profile Graph*) realizados sobre el MDE muestran la secuencia de la capacidad del cráter.

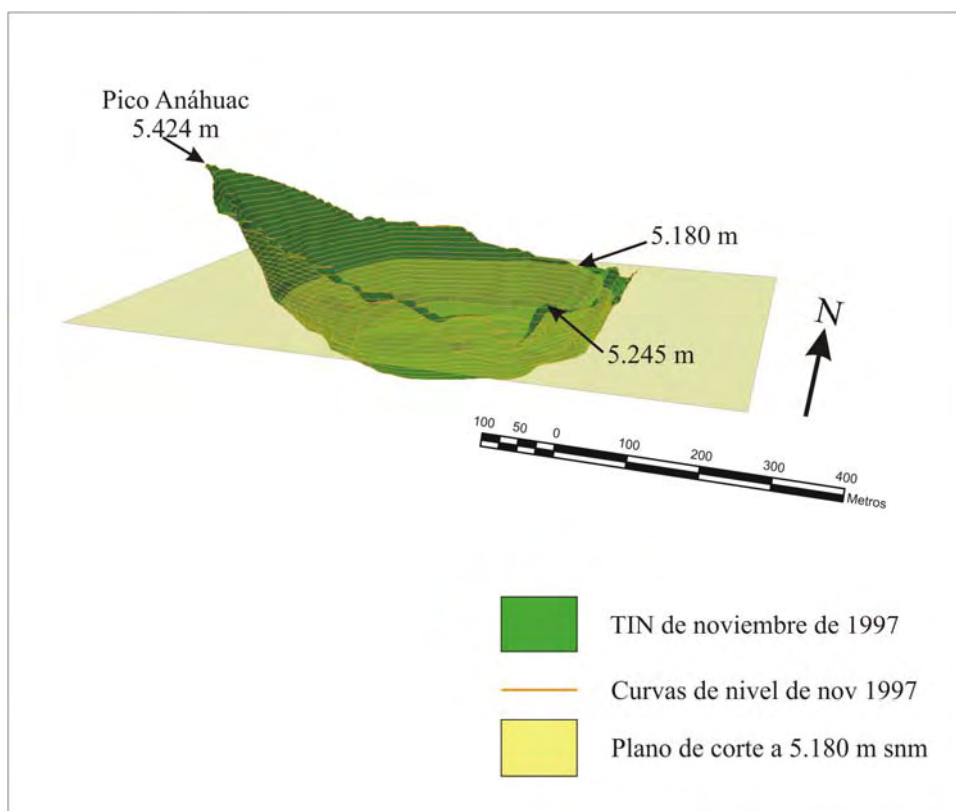


Figura 2.17. Vista en 3D del MDE del interior del cráter del Popocatepetl, para noviembre de 1997, con el plano de corte a 5.180 m s.n.m.

3.- RESULTADOS

Según el bloque metodológico aplicado, los resultados obtenidos en el estudio de la evolución del cráter del Popocatepetl se estructuran en dos apartados. En el primero de ellos, se determinan los cambios geomorfológicos que sufre el cráter entre cada una de las fechas de estudio y se relacionan con la información de la actividad volcánica obtenida fundamentalmente de los informes del CENAPRED. En el segundo, se exponen los resultados de analizar los datos morfométricos, fruto de la comparación de los MDE generados para 8 de las fechas de observación. De la cuantificación de los volúmenes perdidos o ganados y las áreas afectadas se extraen las modificaciones que sufre la morfología del cráter, se ponen en relación con la actividad volcánica y se plantea la situación de riesgo de colmatación del cráter.

3.1.- Análisis geomorfológico del cráter del Popocatepetl

Las superficies planimétricas de cada una de las principales formas de relieve del interior del cráter (Figura 2.18), las áreas de las formas que aparecen en el complejo volcánico reciente (Figura 2.19) y el porcentaje que todas ellas ocupan respecto del total (Figura 2.20) son, junto a la cartografía geomorfológica de cada fecha, los elementos indispensables para el análisis de la evolución geomorfológica del cráter del Popocatepetl.

	Paredes del cráter exterior		Rampa coluvial		Complejo volcánico reciente	
	Superficie (m ²)	%	Superficie (m ²)	%	Superficie (m ²)	%
Nov, 1982	206.295,39	51,87	155.280,22	39,04	<i>36.168,31</i>	<i>9,09</i>
Mayo, 1989	235.431,11	59,19	116.973,14	29,41	45.339,67	11,40
14-nov-97	240.568,98	60,48	94.668,90	23,80	62.506,04	15,72
13-abr-98	174.900,77	43,97	85.493,49	21,49	137.349,66	34,53
8-jun-98	182.452,77	45,87	89.195,38	22,43	126.095,77	31,70
2-dic-98	152.272,75	38,28	109.208,93	27,46	136.262,24	34,26
2-feb-99	161.090,68	40,50	<i>67.670,44</i>	<i>17,01</i>	168.982,80	42,49
2-jun-99	150.229,12	37,77	118.993,29	29,92	128.521,52	32,31
14-oct-99	180.565,09	45,40	107.916,86	27,13	109.261,96	27,47
4-nov-00	157.923,91	39,70	109.466,80	27,52	130.353,22	32,77
20-ene-01	171.328,70	43,08	80.103,06	20,14	146.312,17	36,79
15-mar-01	162.045,43	33,42	97.586,81	30,24	138.111,68	36,34
6-abr-01	149.322,88	37,54	105.322,71	26,48	143.098,33	35,98
13-jul-01	175.500,62	44,12	106.270,47	26,72	115.972,84	29,16
20-ago-01	148.833,08	37,42	113.000,98	28,41	135.909,85	34,17
20-sep-01	161.499,39	40,60	91.483,63	23,00	144.760,90	36,40
17-jun-02	171.401,74	43,09	82.179,55	20,66	144.162,63	36,25
17-sep-02	157.844,84	39,69	91.115,71	22,91	148.783,37	37,41
2-dic-02	151.000,53	37,96	94.519,35	23,76	152.224,04	38,27
13-feb-03	159.961,01	40,22	118.903,77	29,89	118.879,13	29,89
21-jul-03	167.957,89	42,23	95.812,98	24,09	133.973,05	33,68
25-ago-03	<i>147.464,93</i>	<i>37,08</i>	119.902,97	30,15	130.376,02	32,78

Figura 2.18. Superficie planimétrica (valores en m²) y porcentaje respecto del total de las principales formas de relieve (paredes del cráter exterior, rampas coluviales y complejo volcánico reciente) del cráter del Popocatepetl para cada una de las fechas de estudio. En negrita se resaltan los valores mayores y en azul se indican los valores menores de la serie.

	Conos de escorias			Cráteres			Fondo plano			Domos			TOTAL		
	Sup	%T	%C	Sup	%T	%C	Sup	%T	%C	Sup	%T	%C	Sup	%T	%C
Nov, 1982	14,337,44	3,60	39,64	21.830,88	5,49	60,36	-	-	-	-	-	-	36,168,31	9,09	-
Mayo, 1989	25.468,94	6,40	56,17	19,870,73	5,00	43,83	-	-	-	-	-	-	45,339,67	11,40	-
14-nov-97	25.272,87	6,35	40,43	20.338,93	5,11	32,54	-	-	-	16.894,24	4,25	27,03	62.506,04	15,72	-
13-abr-98	79,579,76	20,01	57,94	36.646,74	9,21	26,68	-	-	-	21.123,17	5,31	15,38	137.349,66	34,53	-
8-jun-98	70.092,79	17,62	55,59	34.651,41	8,71	27,48	-	-	-	21.351,57	5,37	16,93	126.095,77	31,70	-
2-dic-98	66.956,14	16,83	49,14	53.494,43	13,45	39,26	-	-	-	15.811,67	3,98	11,60	136.262,24	34,26	-
2-feb-99	65.275,62	16,41	38,63	56.783,56	14,28	33,60	44.007,07	11,06	26,04	2.916,55	0,73	1,73	168,982,80	42,49	-
2-jun-99	49.866,69	12,54	38,80	76.702,93	19,28	59,68	-	-	-	1.951,89	0,49	1,52	128.521,52	32,31	-
14-oct-99	41.161,49	10,35	37,67	68.100,48	17,12	62,33	-	-	-	-	-	-	109.261,96	27,47	-
4-nov-00	55.882,34	14,05	42,87	67.998,97	17,10	52,17	-	-	-	6.471,91	1,63	4,96	130.353,22	32,77	-
20-ene-01	50.055,11	12,58	34,21	47.808,01	12,02	32,68	23.500,09	5,91	16,06	24.948,95	6,27	17,05	146.312,17	36,79	-
15-mar-01	25.706,36	6,46	18,61	85.576,57	21,52	61,96	-	-	-	26.828,75	6,75	19,43	138.111,68	34,72	-
6-abr-01	29.889,79	7,51	20,89	84.235,51	21,18	58,87	-	-	-	28.973,04	7,28	20,25	143.098,33	35,98	-
13-jul-01	35.225,91	8,86	30,37	54.041,75	13,59	46,60	-	-	-	26.705,18	6,71	23,03	115.972,84	29,16	-
20-ago-01	39.159,46	9,85	28,81	56.396,59	14,18	41,50	-	-	-	40.353,81	10,15	29,69	135.909,85	34,17	-
20-sep-01	45.061,59	11,33	31,13	54.480,22	13,70	37,63	-	-	-	45.219,10	11,37	31,24	144.760,90	36,40	-
17-jun-02	49.660,10	12,49	34,45	71.005,51	17,85	49,25	-	-	-	23.497,02	5,91	16,30	144.162,63	36,25	-
17-sep-02	56.372,87	14,17	37,89	69.070,02	17,37	46,42	-	-	-	23.340,47	5,87	15,69	148.783,37	37,41	-
2-dic-02	55.125,80	13,86	36,21	68.109,00	17,12	44,74	-	-	-	28.989,24	7,29	19,04	152.224,04	38,27	-
13-feb-03	38.238,64	9,61	32,17	39.329,50	9,89	33,08	-	-	-	41.311,00	10,39	34,75	118.879,13	29,89	-
21-jul-03	50.616,53	12,73	37,78	83.356,52	20,96	62,22	-	-	-	-	-	-	133.973,05	33,68	-
25-ago-03	44.116,92	11,09	33,84	86.259,10	21,69	66,16	-	-	-	-	-	-	130.376,02	32,78	-

Figura 2.19. Superficie planimétrica (valores en m²) de las formas de relieve del complejo volcánico reciente, porcentaje respecto del total del cráter (%T) y porcentaje respecto del total del complejo reciente (%C) en el interior del cráter del Popocatepetl para cada una de las fechas de estudio. En negrita se resaltan los valores mayores y en azul se indican los valores menores de la serie

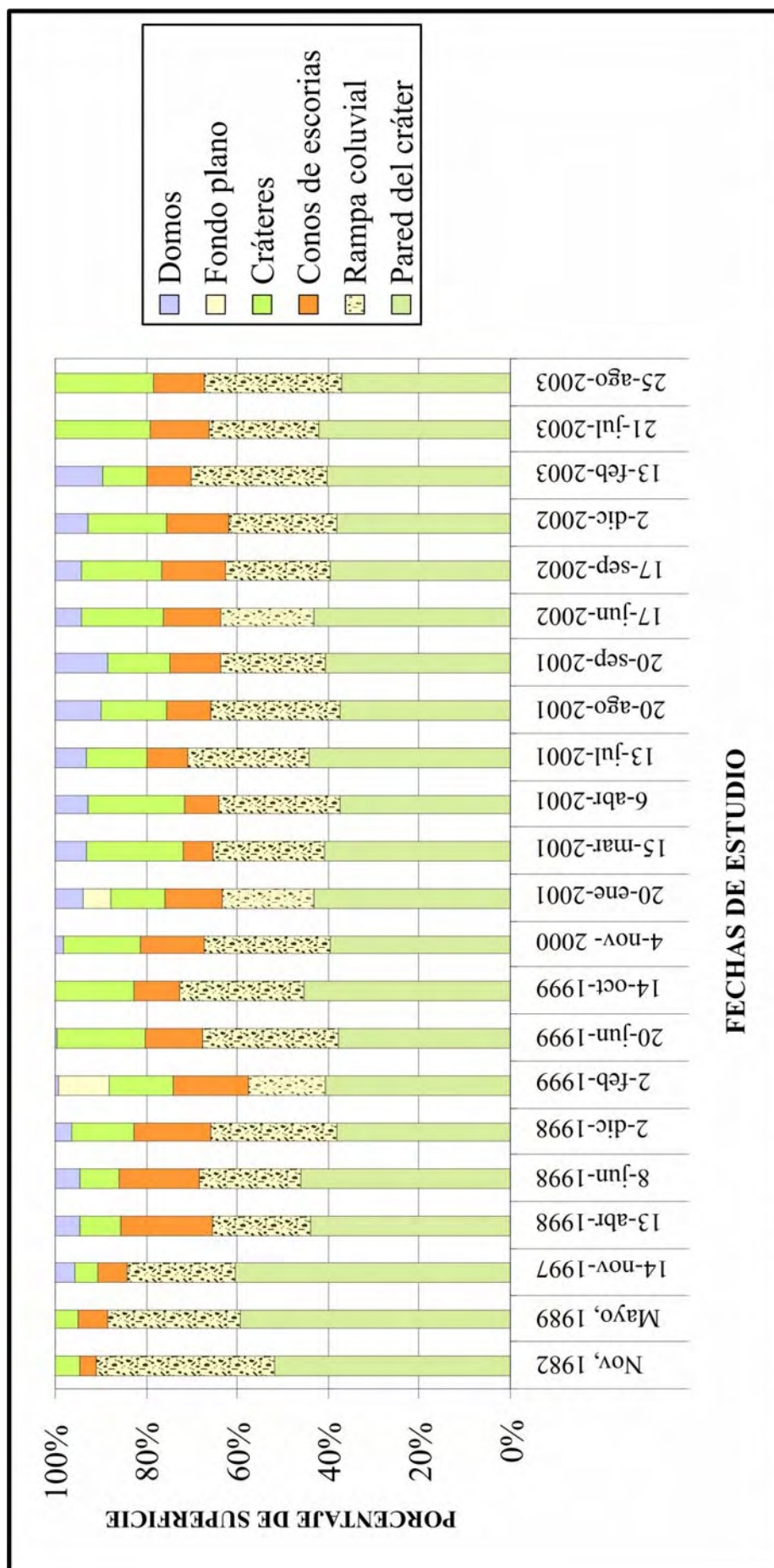


Figura 2.20. Distribución según el porcentaje de superficie planimétrica cubierta, por cada una de las formas principales en el interior del cráter del Popocatepetl, en las fechas de estudio.

A- Situación anterior al inicio del presente periodo eruptivo (noviembre-1982 y mayo-1989):

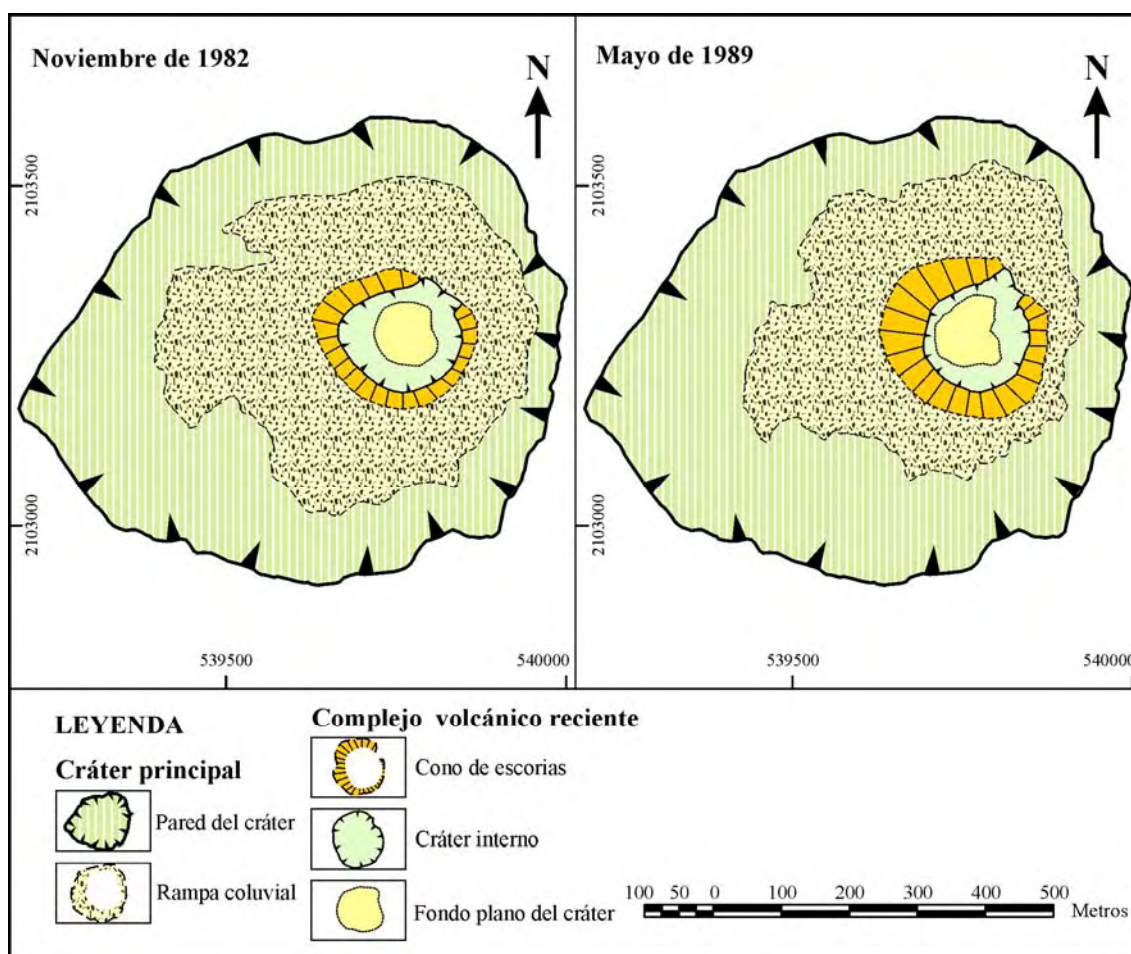


Figura 2.21. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a las situaciones de noviembre de 1982 y mayo de 1989.

Antes del comienzo del actual periodo eruptivo, fijado en diciembre de 1994 (CENAPRED, 2001), las paredes del cráter exterior y las rampas coluviales ocupan aproximadamente el 90% de la superficie del cráter (Figuras 2.18, 2.20 y 2.21). En el espacio restante, un cráter interno de fondo plano, rodeado parcialmente por un exiguo cono de escorias, conforma lo que se ha denominado genéricamente complejo volcánico reciente, aunque en este caso es fruto de la anterior etapa eruptiva (1919-1938). La lejanía temporal de la actividad volcánica y el reparto de las formas sugiere que los procesos geomorfológicos dominantes se refieren a la dinámica de laderas (pared y rampa). El fondo plano del cráter indica claramente una colmatación por el material circundante, ante la ausencia de actividad volcánica, y su incremento areal entre las dos fechas (1.000 m^2) corrobora la afirmación. Algunos autores (Cruz-Reina y Rivera, 1989; Rivera, 1993; Tanarro *et al.*, 2005) han indicado incluso la presencia de un cuerpo de agua intermitente en el interior del cráter, que no es visible en las fotografías utilizadas, pero da idea de la estabilidad volcánica reinante.

Entre los dos mapas, las mayores diferencias se observan entre la pared y la rampa: en estos 7 años las paredes aumentan su superficie en planimétrica (del 51,9 al 59,2% del total del cráter, Figura 2.18), mientras que las rampas se reducen en la misma proporción (del 39,0 al 29,1% del total del cráter). Este hecho remarca el predominio de los procesos morfológicos relacionados con las laderas, donde el principal motor es la

gravedad, aunque no se pueden descartar procesos, como los ligados a la acción del hielo-deshielo.

B- Situación posterior al inicio del actual periodo eruptivo: 14-noviembre-1997:

El inicio del presente periodo eruptivo del volcán Popocatepetl viene marcado por la explosión que tuvo lugar el 21 de diciembre de 1994 (CENAPRED, 2001). Aunque el volcán mostró signos de actividad desde finales de 1992, con erupciones que alcanzaron un índice de explosividad volcánica (VEI) de 2 en febrero y noviembre de 1993 (Franco, 2005), no es hasta el 21 de diciembre de 1994 (VEI = 3) cuando se considera el comienzo de una nueva fase eruptiva. A partir de esta fecha el volcán atrae de nuevo la atención de investigadores y de los agentes sociales responsables de la protección a los ciudadanos, por lo que comienzan a tomar fotografías del volcán asiduamente. La primera fotografía aérea, que disponemos tras el acontecimiento que da inicio a esta nueva fase, es la del 14 de noviembre de 1997. Pero entre la erupción de diciembre de 1994 y ésta existen algunas fotos oblicuas y reportes que nos explican el cambio de morfología que experimentó el interior del cráter, debido a una actividad eruptiva que presenta una pauta repetitiva de crecimiento y destrucción de domos. De esta manera se conoce que la explosión de diciembre de 1994 abrió un cráter interior aproximadamente en el lugar en el que se instalaba el antiguo cráter de fondo plano (Figura 2.22.A). Después de un año, la primera foto oblicua muestra una intensísima actividad fumarólica, además del crecimiento de una cúpula de lava en el interior del cráter (Figura 2.22.B), que se destruye el último día de abril de 1996 (CENAPRED, 2001). Inmediatamente después su lugar es ocupado por un nuevo domo (Figura 2.22.C), que se desmantela en los meses de julio y agosto de ese mismo año. En enero de 1997, las autoridades informan del desarrollo de otro domo (Figura 2.22.D) que se comienza a destruir en el mes de abril, para desaparecer por completo con las erupciones del 11 de junio y del 1 de julio. En estos dos últimos casos las columnas colapsaron sobre el glaciar, los materiales incandescentes provocaron su fusión y se formaron lahares que alcanzaron las poblaciones cercanas (CENAPRED, 1997-2003). Enseguida se desarrolla un nuevo cuerpo de lava en forma de cúpula (Figura 2.21.E) que se destruye en la explosión del 12 de agosto de 1997. A esta erupción le preceden una serie de tremores armónicos (movimientos que presentan una frecuencia constante y se entienden como resultado de la migración del magma hacia la superficie) y la formación de un nuevo domo que el 3 de septiembre ocupa el 20% de la capacidad del cráter interior (CENAPRED, 1997-2003).

La cartografía realizada sobre la fotografía aérea del 14 de noviembre de 1997 (Figura 2.23) muestra un complejo volcánico reciente de estructura muy sencilla: un cráter interno parcialmente rodeado por un cono de escorias, con un domo en su interior. En total suponen casi el 16% del interior del cráter (Figura 2.18). Las medidas realizadas en la planta del domo indican un diámetro mayor (de este a oeste) de 152 m y un diámetro menor (de norte a sur) de 147 m, con una superficie de 16.894 m². Los informes del CENAPRED del 10 de diciembre de 1997 (Figura 2.22.F) describen un domo de 125.664 m² y un diámetro de 400 m. Por lo tanto, el domo tuvo una tasa de crecimiento en superficie de 4.183 m²/día ó 9,6 m/día en su diámetro. Sería de sumo interés relacionar estos cálculos con los registros de la actividad sísmico-volcánica de los sismógrafos, para establecer una relación y aplicarla a nuevas situaciones, pero el CENAPRED no ha documentado estos registros.

Por otra parte, las paredes del cráter exterior ocupan el 60% del cráter total (Figura 2.18), la mayor extensión del periodo estudiado, y las rampas se ven reducidas

al 23,8%, en beneficio del complejo volcánico reciente (Figura 2.20). La actividad de carácter explosivo ha removido el material suelto antiguo del interior del cráter y ha reducido su presencia. Incluso, se puede observar que las oquedades y repisas de las paredes han quedado libres de acumulaciones.



Figura 2.22. Imágenes del interior del cráter del Popocatepetl. A: (18-ene-1996) cráter producido por la erupción del 24 de diciembre de 1994 (Foto, Hugo Delgado). B: (11-abr-1996) Domo en el interior del cráter (Foto, Marcos Galicia). C: (1-may-1996) Crecimiento de un nuevo domo de lava (Foto, José A. Cortés). D: (18-ene-1997). Domo de lava (Foto, José A. Cortés). E: (4-julio-1997) Detalle del domo (Foto, R. Quaas). F: (10-dic-1997). Domo de 400 m de diámetro (Foto: R. Quaas).

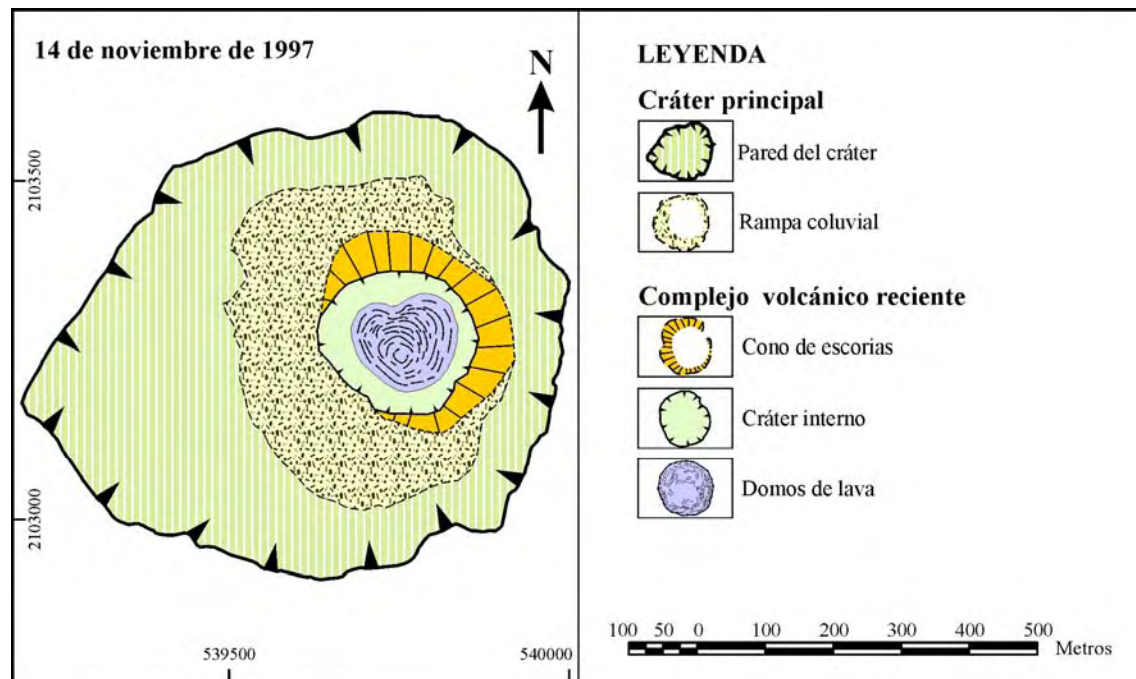


Figura 2.23. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 14 de noviembre de 1997.

C- 13 abril 1998 y 8 junio 1998:

El domo cartografiado el 14 de noviembre de 1997 y descrito por el CENAPRED el 10 de diciembre de ese año comienza su destrucción el 24 de diciembre, aunque la lava sigue afluyendo y alimentando a la cúpula interna. No será hasta el 1 de enero de 1998, cuando se desmantele completamente durante una explosión que origina una columna de 5 km sobre el cráter y alcanza un VEI de 2. A pesar de la violencia de la erupción, el CENAPRED indica que la erupción no destruyó por completo el domo y que los tremores registrados los días posteriores sugieren una realimentación del mismo. La actividad continúa y se observan deformaciones en las laderas, exhalaciones y movimientos sísmicos localizados bajo la cima del volcán que anuncian las nuevas explosiones del 21 de marzo. Una calma relativa permite la realización de una fotografía aérea el 13 de abril de 1998 de la que se ha extraído la cartografía geomorfológica (Figura 2.24). En el interior se aprecia un resto de domo en forma de media luna (6.884 m^2) que abraza por el este a un cráter nuevo, producido por la actividad más reciente. En el interior de ese cráter, y rebasándole en su límite suroccidental, se desarrolló un domo (marcado con el número 2 en la cartografía) que, a juzgar por el color y su rugosidad, está formado por lavas más frescas. Ocupa una superficie de 14.239 m^2 y presenta un eje mayor de 151 m (de norte a sur) y un eje menor de 121 m (de este a oeste), por lo que, suponiendo que se iniciara tras la erupción del día 21 de marzo y su crecimiento fuera uniforme, el domo creció a razón de $647 \text{ m}^2/\text{día}$ y sus ejes en 6,8-5,5 m/día.

El complejo volcánico reciente duplica su extensión y ocupa un 34,5% del total del cráter (Figura 2.18). Este aumento de presencia está justificado por el desarrollo y destrucción del domo antecedente, que el 10 de diciembre ocupaba 125.664 m^2 , unos 12.000 m^2 menos que el actual complejo volcánico reciente. Por otra parte, si se considera que el cono de escorias está constituido por los restos del domo cubiertos por piroclastos, se puede decir que el perímetro del cono de escorias del 13 de abril marca el contorno del último domo. A su vez, el crecimiento del anterior cuerpo de lava y su posterior destrucción hicieron retroceder las rampas, que siguen ocupando una

extensión muy similar a la del 14 de noviembre de 1997 (21,5% del cráter total), hasta ocupar la parte baja de las laderas de las paredes, que se ven reducidas al 44% del cráter (Figuras 2.18 y 2.20).

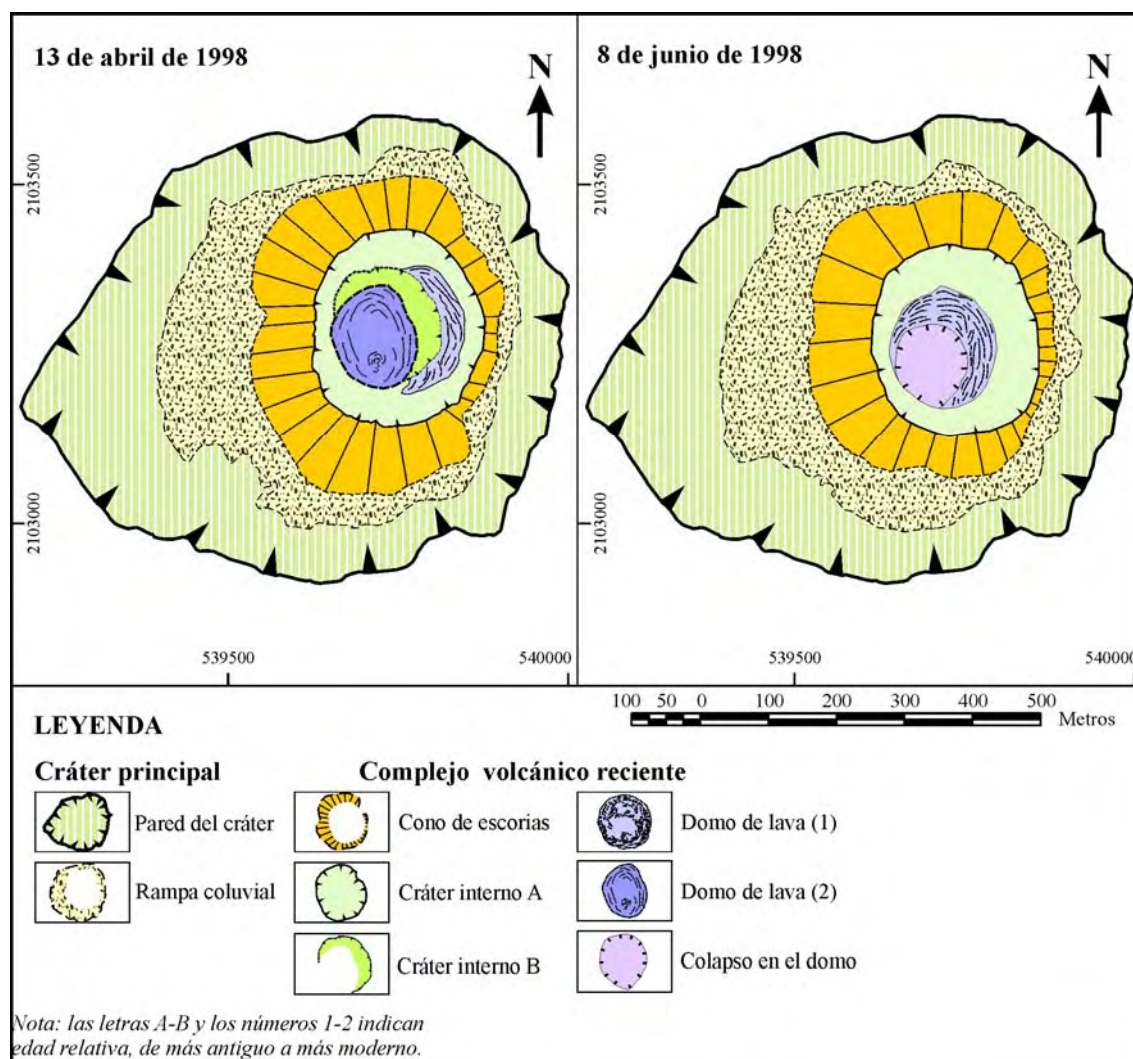


Figura 2.24. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a las situaciones del 13 de abril y 8 de junio de 1998.

La actividad volcánica explosiva continúa los días 21 y 27 de abril (VEI=2), tras la que Franco (2005) describe la presencia de un único domo con borde en media luna y el centro hundido de forma escalonada. Algo más de un mes después, la cartografía realizada sobre la fotografía del 8 de junio de 1998, muestra la existencia de un domo con la apariencia descrita por Franco (2005). Este domo ocupa prácticamente la posición del denominado domo 2 en el mapa del 13 de abril y, aunque la textura rugosa de las lavas se observa en toda su superficie, gran parte aparece enmarcado por unas fracturas arqueadas y dispuestas de forma concéntrica a una depresión. Esta morfología escalonada es la que presenta el colapso, casi la mitad de la superficie conquistada por las lavas recientes. Si se supone que el domo 2 del 13 de abril es el mismo que el que aparece en la fotografía del 8 de junio y que sufrió modificaciones hasta el 27 de abril (fecha de la última actividad registrada), aumentó su superficie a un ritmo de 284,5 m²/día.

D- 2 de diciembre de 1998:

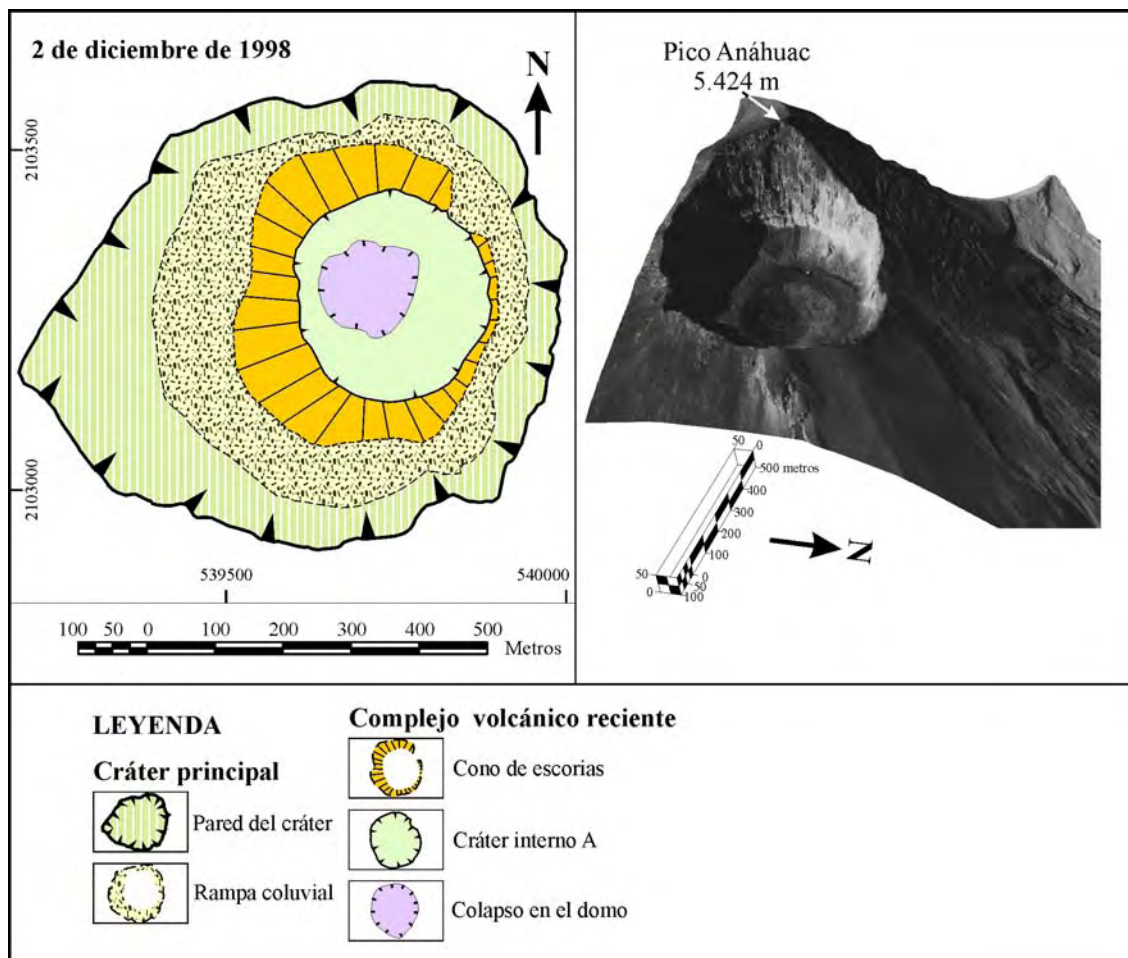


Figura 2.25. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 2 de diciembre de 1998 y vista en 3D de la fotografía aérea.

A partir del mes de agosto de 1998 se suceden varios episodios de tremor armónico de gran duración, acompañados por incandescencias y exhalaciones. El CENAPRED (1997-2003) informa el 3 agosto de un sismo fuerte bajo el cráter que relacionan con facturación y ascensión del magma. Estos síntomas se consideran indicadores de la afluencia del magma a la superficie, por lo que se estima que se ha formado un nuevo domo (Franco, 2005). Su destrucción se inicia el 25 de noviembre, cuando se emite una columna de 4 km sobre el cráter y VEI de 2, con expulsión de balísticos. En días posteriores se registran plumas de ceniza con desarrollo de 3-4 km sobre la cima del volcán, que se describen como exhalaciones no violentas compuestas por gases y ceniza. Esta actividad es la culpable del desarrollo del gran cráter interno que se puede cartografiar en la fotografía del día 2 de diciembre (Figura 2.25). Con un diámetro de 313 m, supera al cráter interno de junio de ese mismo año, y presenta un cuerpo deprimido de lava fresca (15.812 m^2 , Figura 2.19), como denota su color oscuro y textura rugosa, en su interior. Aunque ninguna de las fuentes consultadas considera esta forma (ni como un nuevo domo ni como los restos del antiguo), la existencia de material nuevo puede estar relacionada con los tremores armónicos simultáneos a la fuerte actividad de finales de noviembre. Por otra parte, la forma hundida, delimitada por fracturas arqueadas y concéntricas, se puede deber a la desgasificación y pérdida no violenta de material que sucedió a la explosión principal.

En general, todo el conjunto volcánico reciente experimenta un ligero aumento respecto de esa última fecha. También las rampas coluviales han aumentado su superficie en detrimento de la parte baja de las paredes, tal vez alimentadas por los productos de caída, que se han reacomodado en esta posición.

El 17 de diciembre se produce una fuerte explosión que lanza bloques incandescentes a una distancia de 3 km de cráter y provoca una columna de ceniza de hasta 5 km (CENAPRED, 1997-2003). Los informes del organismo que vigila el volcán explican que la caída de ceniza caliente sobre el glaciar, provocó “flujos de agua” (*sic*).

E- La actividad en 1999: 2 de febrero, 2 de junio y 14 de octubre:

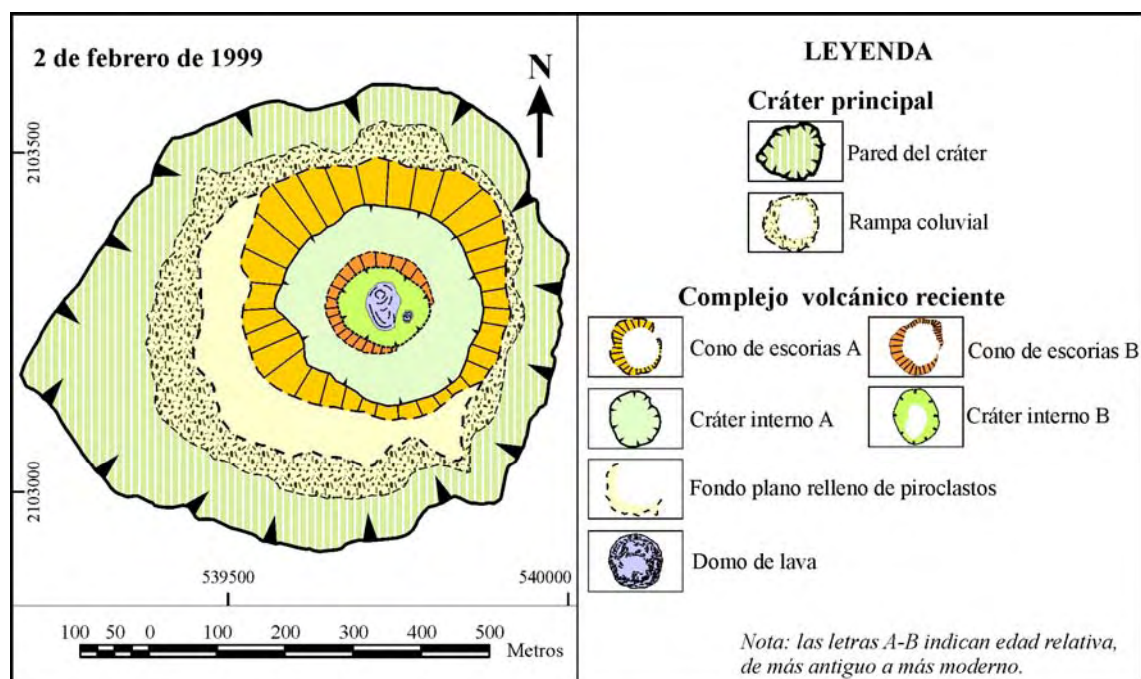


Figura 2.26. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 2 de febrero de 1999.

Para el año 1999 la información sobre la actividad del Popocatepetl es escasa y se limita a unos informes escuetos presentados por el CENAPRED y a las fotografías aéreas de febrero, junio y octubre. La primera descripción del organismo responsable de la vigilancia del volcán se emite el 15 de enero, donde indica que la última erupción dejó un cráter interior de 300 m de diámetro y 75 m de profundidad. La cartografía realizada sobre la fotografía del 2 de febrero (Figura 2.26) muestra claramente los límites de este cráter interno (cráter interno A), con 305 m de eje mayor (de este a oeste y 294 m de eje menor (de norte a sur), y se aprecia que su perímetro presenta una forma muy diferente a la del 2 de diciembre de 1998, lo que demuestra la capacidad de la pasada erupción para modificar el interior del cráter. En este momento se observa además otro pequeño cráter (cráter interno B), en el interior del primero, con 135 m de eje mayor (de este a oeste) y 117 m de eje menor (de norte a sur), y rodeado por un estrecho cono de escorias. Se desconoce si esta segunda depresión fue originada por la erupción de diciembre o por el contrario se ha formado debido a la actividad de la segunda quincena de enero, consistente en varias emisiones de ceniza (con columnas de hasta 3 km de altura) y episodios de tremor de alta frecuencia. Lo que sí parece probable es que esta última actividad sea la responsable de la presencia de dos pequeños domos (2.917 m² entre los dos, Figura 2.19) en el interior del cráter B. La presencia de

actividad en el momento de la toma de la fotografía queda patente por la fumarola que se desprende del borde del domo más pequeño.

Es de destacar que en esta fecha el complejo volcánico reciente presenta la mayor extensión de todo el periodo de análisis con el 42,5% del total del cráter (Figura 2.18). Esto se debe a que en el conjunto del complejo volcánico reciente se ha incluido un relleno de piroclastos que forma un fondo plano alrededor del cono de escorias A en su mitad suroccidental. En la fotografía se observa que se trata del mismo material que tapiza el cono de escorias (probablemente cenizas, por la textura suave y el color gris claro), pero dispuesto en forma de relleno que colma la depresión entre las rampas coluviales y el cono de escorias. Su origen puede estar en la reciente actividad del volcán, caracterizada por exhalaciones de gases y cenizas prácticamente diarias en la última quincena de enero. Por otra parte, la rampa coluvial (17% del total, Figura 2.18) disminuye a expensas del desarrollo de este depósito, y en su parte superior se pueden ver pequeñas acumulaciones de las mismas cenizas que revisten el cono de escorias y forman el relleno plano.

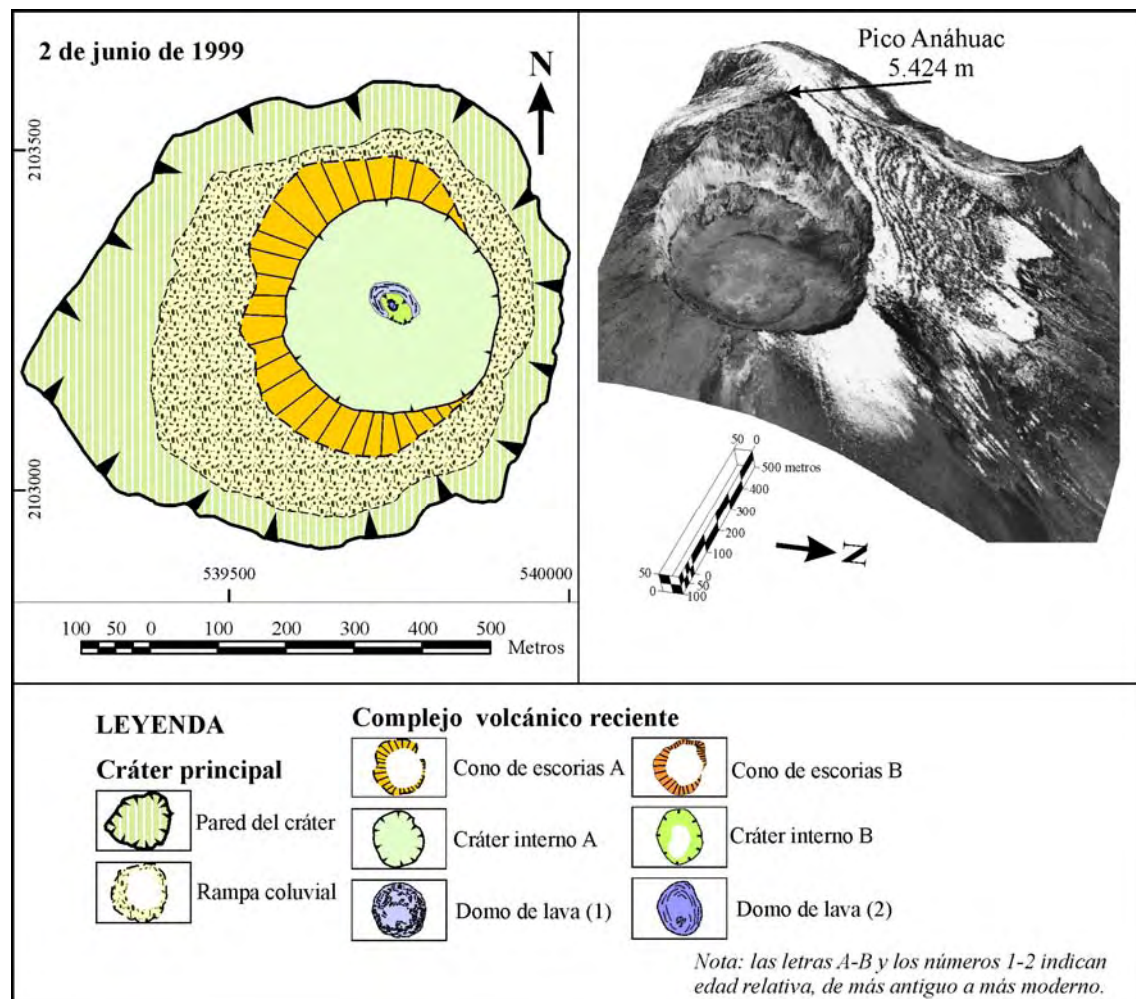


Figura 2.27. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 2 de junio de 1999 y vista en 3D de la fotografía aérea.

Los informes del CENAPRED anotan cierta actividad los primeros días de febrero y el 4 de marzo indican la presencia de un nuevo domo, que tal vez pueda estar formado a partir de los dos pequeños cuerpos de lava visibles en febrero. En las escasas noticias de este organismo en días posteriores se citan eventos explosivos los días 12,

13, 18 y 20 de marzo; 15 y 26 de abril; 24, 25 y 30 de mayo; acompañados por episodios de tremor. Aunque no se indica el alcance ni potencia de estos eventos, se pueden relacionar con procesos de construcción-destrucción del domo interior. Así, en el mapa geomorfológico realizado para el 2 de junio de 1999 (Figura 2.27) se distinguen dos domos, cuya extensión tan sólo suma 1.952 m² (Figura 2.19), pero distintos de los observados en febrero, ya que no ocupan la misma posición. Uno de ellos, en forma de media luna, parece haber sido parcialmente destruido por la explosión que dejó el cráter interno B, por lo que se considera menos reciente que el domo 2, instalado a su vez en la segunda oquedad.

Por otra parte, la comparación del cráter interno A de febrero y el de junio, muestra una clara diferencia en su perímetro suroccidental, lo que demuestra que la actividad explosiva entre las dos fechas ha sido capaz de modificar esta morfología. También es diferente la disposición del cono de escorias y de la rampa coluvial, que ya no aparecen separados por el relleno plano. La observación de la fotografía no permite una clara distinción de ambas formas por el tipo de material, que presenta una textura y un color muy similares, sino que se separan por presentar pendientes contrapuestas. En el sector oriental, el cono de escorias es tan estrecho que no se puede cartografiar, mientras que la rampa coluvial ha adquirido un mayor desarrollo.

A partir de junio la actividad se reduce y el CENAPRED informa de exhalaciones de gas, pequeñas cantidades de ceniza y de algunas explosiones que tuvieron lugar el 16 de julio (la mayor de todas con una columna de 1,5 km de altura); los días 27 y 31 de agosto; 5 y 29 de septiembre; y 3 y 11 de octubre. A pesar de la levedad de la actividad, se aprecian cambios en la morfología del cráter del 14 de octubre (Figura 2.28). De esta manera, se abre un nuevo cráter interno (B); mientras que el cráter A reduce su extensión y muestra un perfil lobulado en el sector oriental; y varían las superficies de la pared y las rampas. Estas modificaciones hay que tratarlas con precaución, ya que la fotografía aérea del 14 de octubre de 1999 está muy deformada por la inclinación de la cámara respecto de la vertical de vuelo.

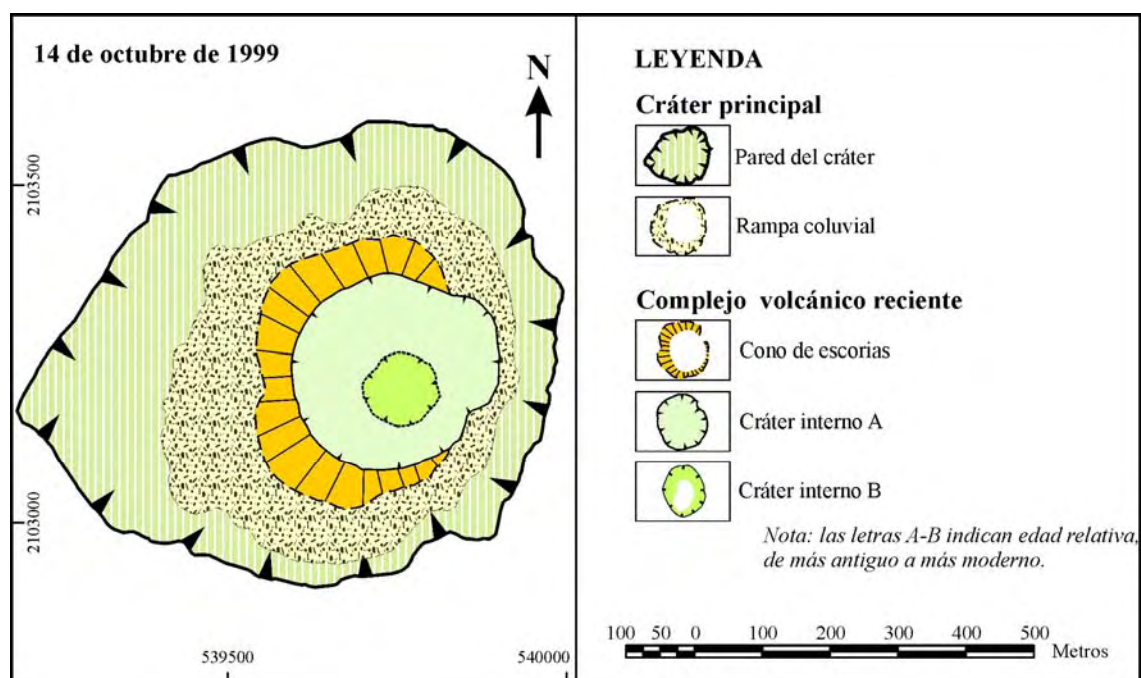


Figura 2.28. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 14 de octubre de 1999.

Independientemente de las distorsiones de la fotografía, llama la atención el área ocupada por las paredes (45,4% del total, Figura 2.18) y que éstas aparezcan libres de acumulaciones de material suelto, que eventualmente se deposita en repisas y oquedades. La gran pendiente de la pared favorece que la acción gravitatoria y los numerosos movimientos sísmicos movilicen ese material a posiciones más bajas y pase a formar parte de la rampa coluvial. A esta actividad hay que añadir la acción del hielo-deshielo de la nieve y las aguas de fusión. Especialmente, en el mes de julio se produjeron copiosas nevadas (CENAPRED, 1997-2003) que tapizaron el volcán. La cubierta nival se vio afectada diariamente por la subida de las temperaturas diurnas, que ocasionó su fusión y la formación de corrientes superficiales, tanto en el interior del cráter (lo que contribuyó a la limpieza de las paredes), como en las laderas del volcán (lo que ocasionó un pequeño lahar el 7 de julio en la ladera norte, referido por el CENAPRED).

F- 4 de noviembre de 2000:

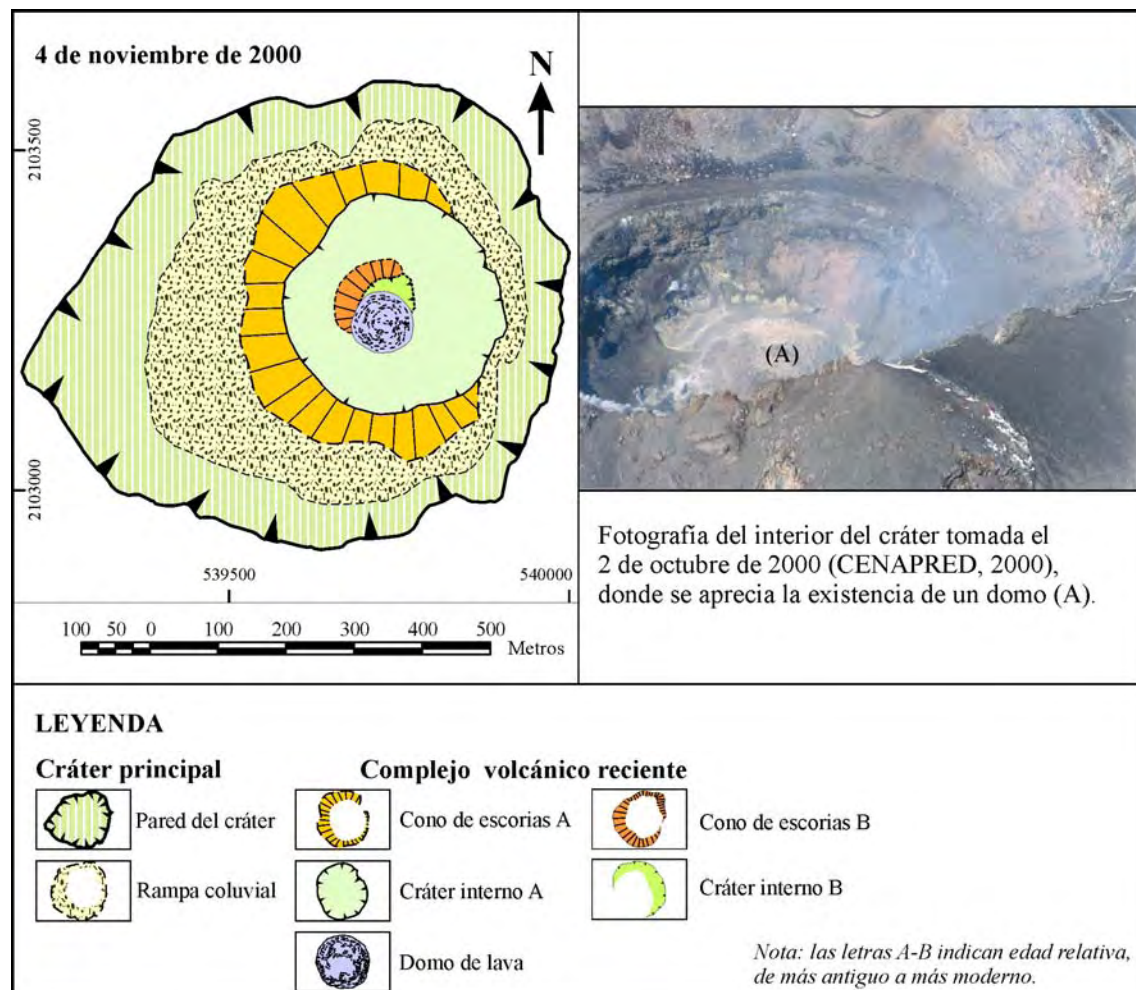


Figura 2.29. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 4 de noviembre de 2000 y fotografía oblicua tomada el 2 de octubre de 2000 (CENAPRED, 1997-2003).

En el último trimestre de 1999 el volcán presentó una actividad baja y hay que esperar hasta febrero de 2000 para que el CENAPRED (1997-2003) indique la presencia de un pequeño domo de lava (de 50 m de diámetro por 11 de altura) en el interior del cráter, que se asocia a episodios de tremor armónico. Este domo se destruye

con las explosiones del 23 de mayo, el 6 de junio y el 4 de agosto (Franco, 2005). Es destacable la emisión del 23 de mayo, que se relaciona con los lahares que tuvieron lugar los días posteriores provocados por las fuertes precipitaciones. Según el CENAPRED (1997-2003), el día 24 se produjo un lahar en la barranca de Huiloac que fluyó a 25 km/h, pero no alcanzó las poblaciones cercanas.

No se tienen nuevas noticias de actividad hasta septiembre de 2000, con el aumento en número y duración de los tremores armónicos, expulsión de piroclastos, exhalaciones e incandescencias en el interior del cráter, señal inequívoca de la afluencia de magma al exterior. A principios de octubre, el CENAPRED confirma la existencia de un domo lávico en el interior del cráter, visible en una fotografía oblicua (Figura 2.29). Pero la actividad que se desarrolla el resto del mes, con columnas de ceniza de entre 5 y 6 km sobre el cráter, parece ser la culpable de la destrucción de ese domo. Así, en la fotografía del 4 de noviembre de 2000 (Figura 2.29), en el centro del amplio cráter interno A aparece otro cráter, rodeado parcialmente por un cono de escorias. La oquedad se debe con mucha probabilidad a alguna de las explosiones que tuvo lugar en octubre, vinculada con la destrucción del domo visible en la fotografía del 2 octubre. Los restos de éste quedan ocultos bajo los piroclastos que cubre el semi-cono de escorias B. Pero la afluencia de magma al exterior no ha cesado, ya que se aprecia un cuerpo de lava reciente (6.472 m^2 y 91 m de diámetro, Figura 2.19), que parece cubrir parte del cráter y cono de piroclastos B.

G- La actividad en la primera mitad del año 2001: 20 de enero, 15 de marzo y 6 de abril:

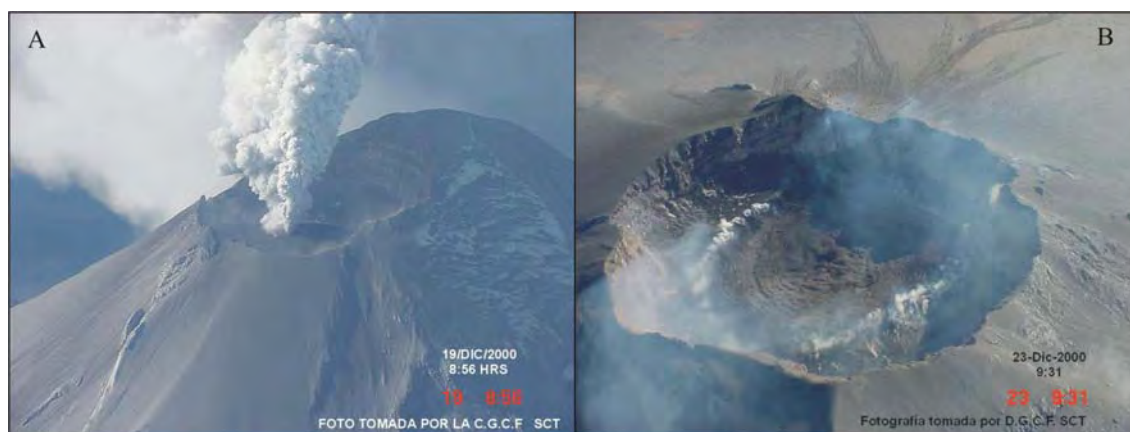


Figura 2.30. A: Vista de la parte superior del cráter del Popocatepetl el 19 de diciembre de 2000. El cráter interior está ocupado por un gran domo de lava. **B:** Fotografía del día anterior a la explosión (23 de diciembre de 2000), que destruye el domo instalado en el interior del cráter.

No se vuelve a tener noticia de la actividad del volcán hasta el mes de diciembre de 2000, cuando el CENAPRED informa de emisiones de ceniza los días 2, 12, 13, 14, 15, con columnas de 5-6 km de altura sobre el cráter. Esta actividad puede estar ligada a la destrucción, al menos parcial, del domo cartografiado sobre la fotografía aérea del 4 de noviembre anterior, pero también el registro de varios episodios de tremor armónico supone indicios de la afluencia de material nuevo en el interior del cráter, es decir, de la formación de un domo. En especial los días 15 y 16 se produjeron señales de tremor de baja frecuencia y creciente intensidad con duraciones respectivas de 10 y 9,5 horas. Estos fenómenos se relacionan con un crecimiento espectacular del domo, que el CENAPRED estima en una tasa de 180 y 200 m^3/seg , durante los episodios de tremor, mediante la observación de fotografías aéreas oblicuas (Figura 2.30). El mismo

organismo cree que el domo alcanzó un volumen que estima entre 15 y 19 millones de m^3 . Las erupciones de los días 18 y 19 lanzaron fragmentos incandescentes, pero la primera explosión de destrucción del domo no se produjo hasta el día 24 con una columna de 5 km de piroclastos sobre el cráter.

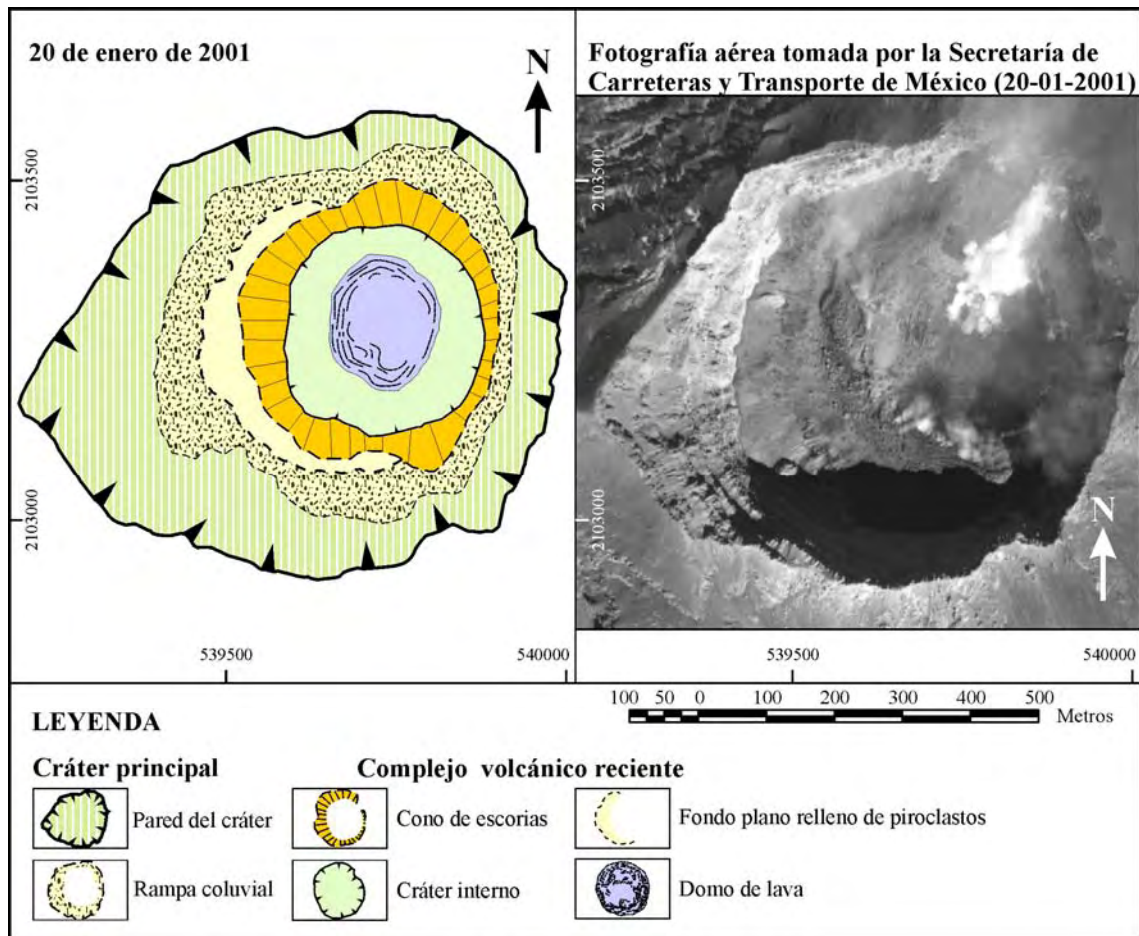


Figura 2.31. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 20 de enero de 2001 y detalle de la fotografía aérea empleada en la realización del mapa, corregida y referenciada.

Después de la explosión del 24 de diciembre, el CENAPRED considera que el domo se ha destruido y no vuelve a informar de su desarrollo, aunque en varios reportes de la primera quincena de enero indica la existencia de incandescencias, visibles durante la noche en el interior del cráter, y de sismos. Estas señales le hacen suponer a Franco (2005) que se inicia el desarrollo de un nuevo domo. Efectivamente, en la fotografía del 20 de enero de 2001 (Figura 2.31), en el fondo del cráter interior, redibujado por la explosión de diciembre, es visible un domo de $24.949 m^2$ (Figura 2.19). La corta vida del cuerpo de lava se aprecia por la textura rugosa de la superficie y por la actividad que denota una fumarola concentrada en la mitad norte del domo y varias exhalaciones de gases en el perímetro sur.

La diferente forma del cráter interno y su cono de escorias respecto a la que presentaban el pasado mes de noviembre y la existencia de un relleno de fondo plano entre las laderas enfrentadas del cono y la rampa, evidencian el dominio de la actividad volcánica en la configuración morfológica del cráter durante los últimos meses.

La actividad va en aumento y el 22 de enero produce una fuerte exhalación de ceniza que forma una columna de 8 km sobre el cráter (VEI=3). El colapso de la

columna sobre la vertiente norte del volcán provoca flujos de piroclastos de hasta 4-6 km por las gargantas proglaciares. El paso sobre la superficie del glaciar causa la fusión parcial del hielo y la mezcla de agua y piroclastos inicia un lahar, que recorre 15 km hasta detenerse en las proximidades de Santiago de Xalitzintla.

Los últimos días de enero todavía se observa alguna exhalación acompañada de señales de tremor armónico. Las condiciones de tremor, asociadas al ascenso del magma, se mantienen hasta la primera mitad de marzo. El día 13 de marzo (Figura 2.32) el CENAPRED informa de la presencia de un nuevo domo con un diámetro de 100-150 m. El informe del día siguiente indica que el domo se eleva 40 m sobre el fondo del cráter interno y ha aumentado su diámetro en unos 50-100 m.



Figura 2.32. Domo en el interior del cráter del Popocatepetl el 13 de marzo de 2001 (Fotografía: SCT).

Sobre la fotografía aérea del 15 de marzo (Figura 2.33) se ha podido delimitar un domo de planta ovalada con 26.829 m^2 (Figura 2.19), 207 m de eje mayor (de noroeste a sureste) y 163 m de eje menor (de noreste a suroeste). Si se supone que el domo es fruto de la emanación de material posterior a la erupción de enero, su tasa de crecimiento ha sido de $515,94 \text{ m}^2/\text{día}$. Sin embargo, el cuerpo domático cartografiado en la fotografía aérea del 6 de abril, con 28.973 m^2 , 208 m de eje mayor (norte-sur) y 189 m de eje menor (este-oeste), no supone un incremento significativo en la superficie que ocupaba el del 15 de marzo, con tan sólo una tasa de crecimiento de $97,5 \text{ m}^2/\text{día}$. Pese a ello, sí se observan importantes modificaciones morfológicas causadas por la actividad volcánica, que fue descrita durante la segunda quincena de marzo como un conjunto de pequeñas emisiones de ceniza y gases. La desgasificación entonces, parece ser la razón de la depresión central que presenta el domo el 6 de abril. En el centro del colapso aparece una pequeña cúpula de lava rugosa y más oscura que parece indicar un nuevo acceso de material fresco a la superficie, pero que no ha sido documentado con episodios de tremor ni descripciones en otras fuentes.

La explosión del 22 de enero provoca otros cambios morfológicos en el interior del cráter y así se observa que las paredes del cráter reducen su extensión entre el 20 de enero y el 15 de marzo (del 43,1% del total al 33,4%, Figura 2.18), mientras que las rampas aumentan su superficie en la misma proporción (del 20,1% al 30,2%, Figura 2.18). Este aumento de las rampas en detrimento de las paredes se debe a que el cráter

recibe piroclastos por caída directa de la columna, que se produce en la erupción, y este material se acumula en al pie de las paredes del cráter exterior, que presentan una fuerte pendiente, y engrosa las rampas en su parte superior. Pero este material se mantiene en un equilibrio precario que la gravedad y los movimientos sísmicos tienden a romper, de forma que los componentes van ocupando posiciones topográficas más bajas. Se ve así, que 22 días después, en la fotografía del 6 de abril (Figura 2.33) las paredes se extienden por el 37,5% del total del cráter y las rampas se reducen hasta el 26,5% de la superficie total (Figura 2.18). El complejo volcánico reciente mantiene entre marzo y abril alrededor del 36,5 % de la superficie total del cráter, aunque el perímetro del cráter interior y la distribución de los materiales del cono han experimentado alguna alteración debida a la actividad desarrollada en la segunda quincena de marzo.

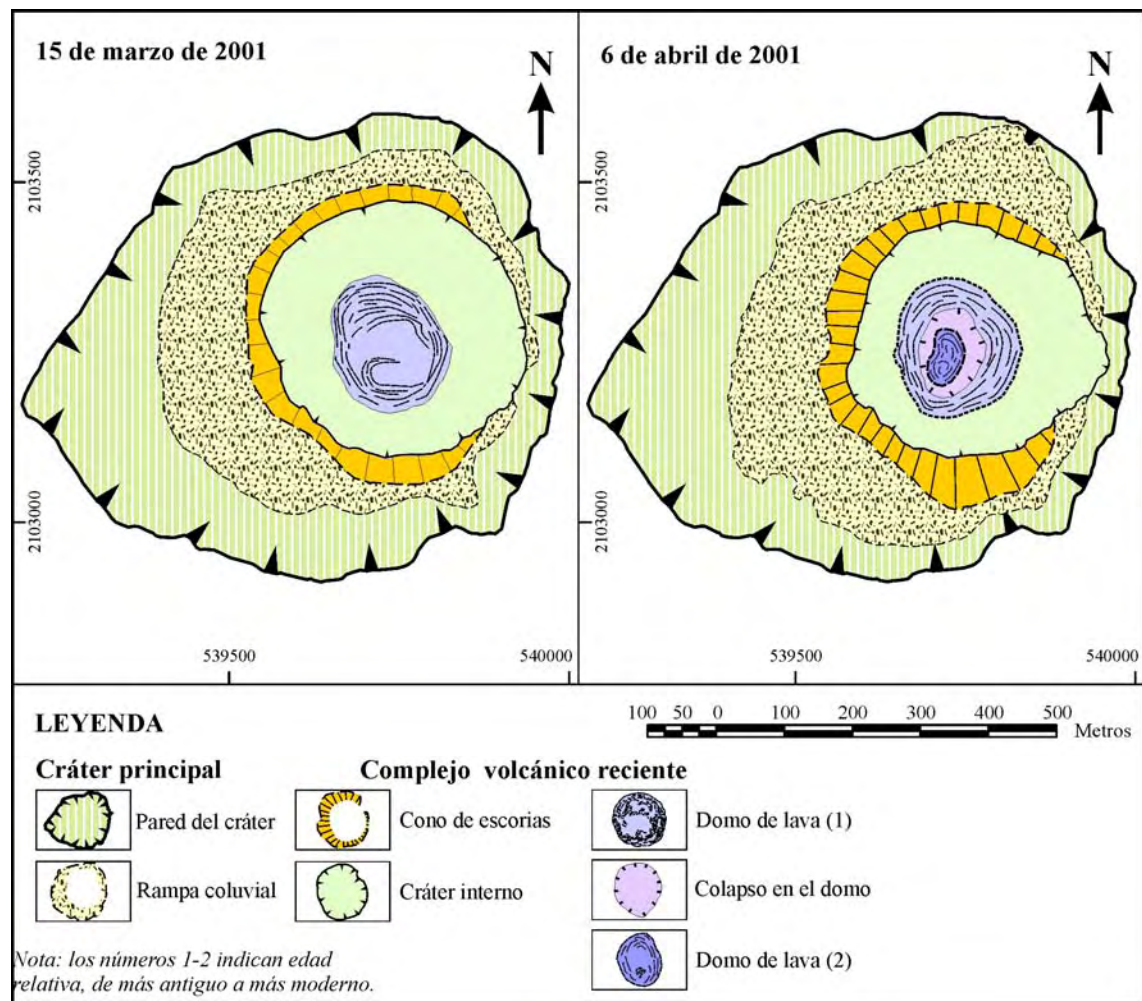


Figura 2.33. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a las situaciones del 15 de marzo y el 6 de abril de 2001.

La actividad se incrementa en abril con dos fuertes explosiones que tienen lugar los días 16 y 29 y emiten columnas de 4 km (VEI=2) y 2 km, respectivamente, por encima del cráter. Franco (2005) indica que con estos eventos se destruye por completo el domo. Los informes del CENAPRED recopilan otros dos episodios violentos durante el mes de mayo. El primero de ellos, el día 13, produce una columna de 4 km (VEI=2) y da paso, según los reportes, al emplazamiento de un nuevo domo. El segundo, el día 31, causa la destrucción de ese domo y emite balísticos a una distancia de 3 km del cráter. Durante el mes de junio se informa de algunas emisiones no violentas de cenizas y

gases y casi todos los días se registran episodios de tremor armónico, aunque no existe ninguna referencia a la formación de un nuevo domo.

H- La actividad en la segunda mitad del año 2001: 13 de julio, 20 de agosto y 20 de septiembre:

El 3 de julio de 2001 se rompe la aparente calma que había reinado durante el mes anterior y se produce una explosión, que arroja una columna de material 4 km por encima del cráter. Aunque no se poseen menciones específicas de la existencia de un domo, el CENAPRED achaca esta explosión a la destrucción de un domo, que bien se habría estado formando durante el mes de junio, anunciado por los tremores armónicos. Tras la explosión no se vuelve a mencionar el crecimiento de un nuevo cuerpo de lava, pero la fotografía aérea del 13 de julio de 2001 revela la presencia de un domo de 26.705 m² (Figura 2.19), con 217 m de eje mayor (noroeste-sureste) y 160 m de eje menor (suroeste-noreste) (Figura 2.34). El domo tiene forma de disco plano y su actividad es evidente por la fumarola que desprende en su parte más elevada, en el noroeste.

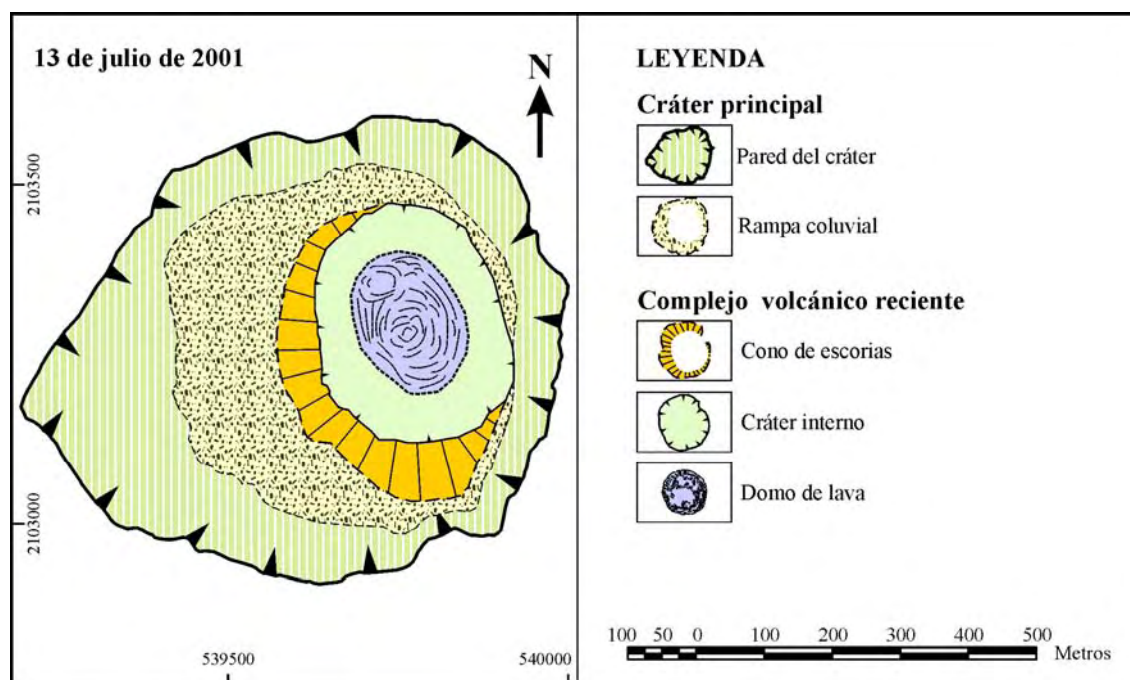


Figura 2.34. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 13 de julio de 2001.

A pesar de la escueta información que no menciona el crecimiento de ningún domo, se intuye una secuencia de construcción-destrucción de domos acelerada, que se refleja en rápidos cambios en la morfología del cráter. Así, entre el 6 de abril y el 13 de julio, el complejo volcánico reciente varía de una forma circular a una elíptica y su superficie pasa de constituir el 36,0% (143.098,3 m²) del total al 29,2% (115.972,8 m²) (Figuras 2.18 y 2.20). La disminución del complejo volcánico central repercute en la redistribución del espacio restante por las formas del cráter externo. De esta manera, las rampas mantienen una extensión parecida (del 26,5% al 26,7% del total, Figura 2.18), aunque mueven su localización hasta el límite del cono de escorias y el borde del cráter y liberan de su capa a las partes bajas de las paredes del cráter exterior, que ocupan en julio un 44,1% de la superficie total, frente al 37,5% del mes de abril (Figura 2.18). Por

otra parte, la fotografía aérea presenta un importante grado de deformación ocasionado por una acusada inclinación del aparato respecto a la vertical de vuelo, por lo que hay que considerar en las mediciones el máximo margen de error y una cierta distorsión en las formas. De esta manera, si se tiene en cuenta la cartografía realizada sobre la fotografía del 20 de agosto de 2001 (Figura 2.35), se observa que el cuerpo volcánico reciente presenta una apariencia más similar a la situación de abril de 2001. Por ejemplo, la “irregularidad” del perímetro del cráter interno en el sector oriental se repite aproximadamente en abril y agosto, mientras que es imperceptible en julio. A pesar del inconveniente de la deformación de la fotografía, existen cambios en la morfología, aunque no tan acusados como se describen en un principio, ocasionados por las explosiones y por la acumulación de material, fruto de la continua actividad, que puede enmascarar los escarpes del cráter o los límites del cono de escorias.

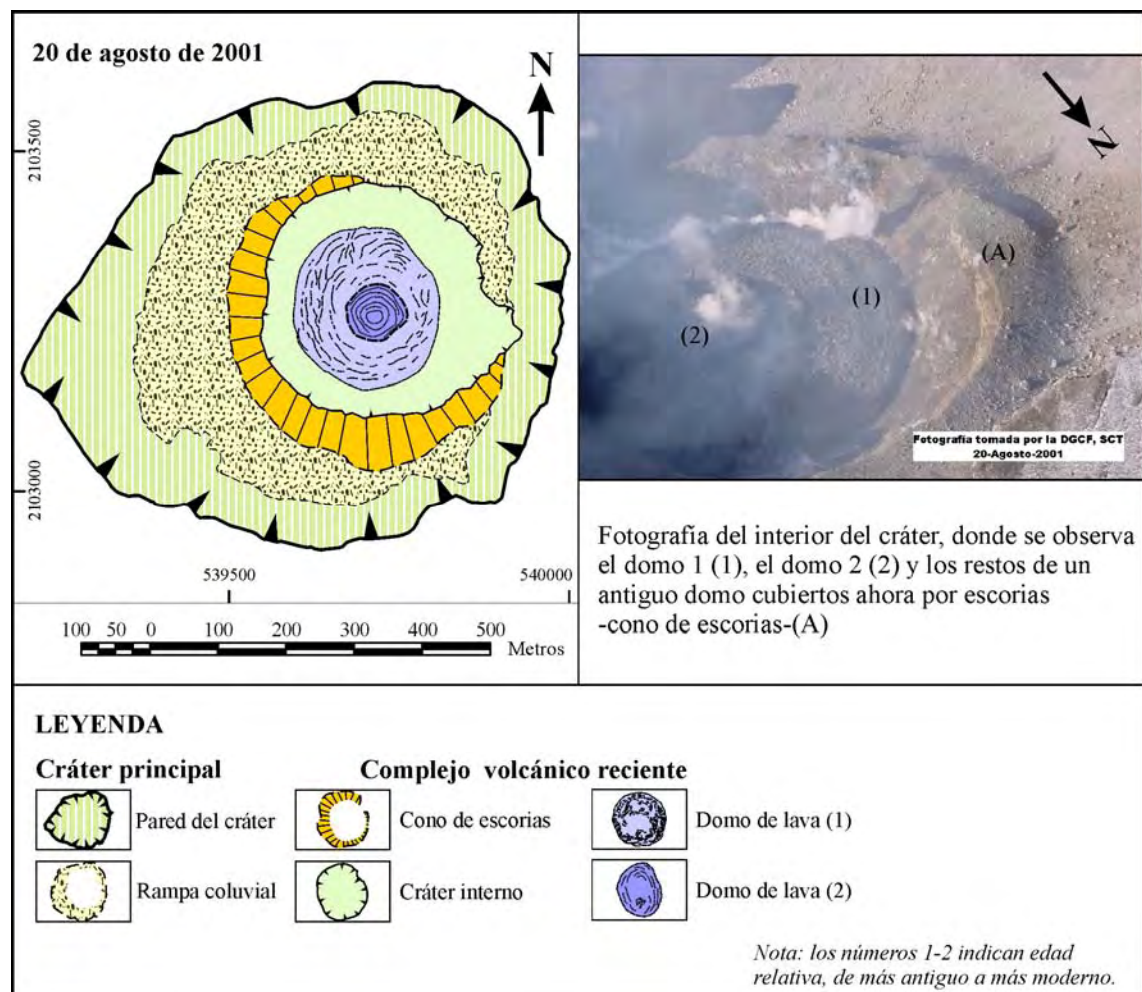


Figura 2.35. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 20 de agosto de 2001 y fotografía oblicua del interior del cráter de la misma fecha tomada por la SCT.

Las explosiones de los días 14 (columna de 2 km sobre el cráter), 23 y 24 de julio (columnas de 1 km de altura cada una) no resultan violentas y el 20 de agosto de 2001 (Figura 2.35) el cráter presenta una morfología general muy parecida a la de abril. El domo alojado en el interior ha aumentado su tamaño y ocupa casi el 30% del complejo volcánico reciente, mientras que en el mes de julio rellenaba el 23%. Este crecimiento se asocia a los episodios de tremor armónico registrados por el CENAPRED en el mes de agosto, junto con observaciones de incandescencias. Hasta el

13 de agosto, este organismo no confirma la presencia de un domo de 190 m de diámetro y 30 m de altura sobre el fondo del cráter. Las mediciones realizadas sobre la cartografía del 20 de agosto de este mismo cuerpo de lava resultan en una superficie de 40.353,81 m², Figura 2.19, con un eje mayor (norte-sur) de 240,47 m y un eje menor (este-oeste) de 214,41 m.

Otra diferencia fundamental es que en agosto se puede distinguir un núcleo de lava más oscura en el centro del domo principal (1), que se ha cartografiado como un domo más reciente (2) (Figura 2.35). Tal vez las explosiones de julio hayan ocasionado una desgasificación y, por lo tanto un colapso en el centro del domo existente en ese momento, que posteriormente ha sido rellenado por nueva lava fresca.

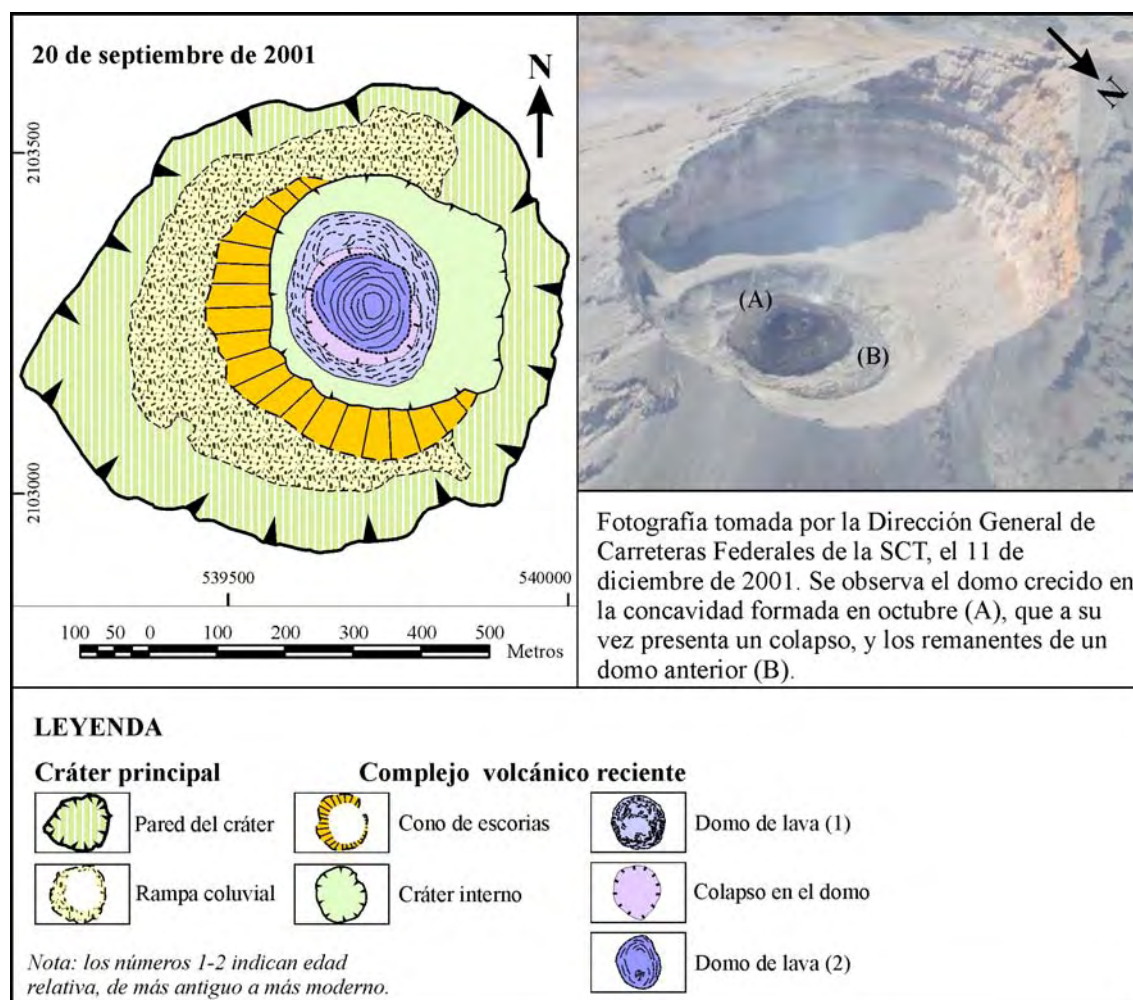


Figura 2.36. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 20 de septiembre de 2001 y fotografía oblicua del cráter del 11 de diciembre de 2001 (SCT).

Las emisiones de ceniza de los días 9 y 10 de septiembre (alcanzan cada una 1 km sobre el cráter) y los episodios de tremor que se suceden los últimos días de agosto y en septiembre son indicativos de las nuevas modificaciones que experimenta el interior del cráter. En la cartografía geomorfológica del 20 de septiembre de 2001 (Figura 2.36) se observa que el complejo volcánico reciente ha aumentado su extensión respecto a la situación del mes anterior (pasa de ser el 34,2%, al 36,4% del total del cráter) y que las rampas han experimentado una reducción (del 28,4% al 23,0% del total) en beneficio de las paredes (del 37,4% al 40,6% del total). A estas leves modificaciones fruto de sismos

y de emisiones de ceniza, hay que añadir un incremento de unos 5.000 m² (Figura 2.19) del domo central. En realidad, se sigue tratando de dos domos concéntricos: un domo interior (2), que ha multiplicado por tres su extensión (pasando de 5.541'5 m² en agosto, a 16.393'98 m² en septiembre), restando superficie al domo más antiguo (1). Entre los dos se distingue una depresión en forma de media luna, que analizada en detalle se puede definir como un colapso del domo, ya que presenta la misma tipología de lavas y una serie de fracturas circulares. Este colapso se ha formado por procesos de desgasificación (las exhalaciones son muy frecuentes entre agosto y septiembre), y tal vez, por cese de alimentación, ya que en días posteriores el CENAPRED señala que se produce el colapso de toda la parte central del domo. Los niveles de actividad se mantienen bajos en el mes de octubre y el organismo encargado de vigilar el volcán informa el día 16, de una nueva emanación de lava fresca en el centro del domo colapsado, que irá creciendo hasta alcanzar los 190 m de diámetro el 11 de diciembre (Figura 2.36, fotografía de la SCT). Franco (2005) considera que este domo queda totalmente destruido en las explosiones que tienen lugar entre los días 17 y 22 de diciembre.

I- La actividad en el año 2002: 17 de junio, 17 de septiembre y 2 de diciembre:

Tras las explosiones de diciembre de 2001 la actividad explosiva disminuyó, pero aumentó la interna, con numerosos episodios de tremor y exhalaciones, que indican la afluencia de magma hacia el exterior. Aunque en las primeras semanas de enero de 2002 se registra actividad con expulsión de balísticos, no impide ni modifica el crecimiento del domo (Figura 2.37.A), que el día 24 de enero presenta un diámetro de 180 m y una altura de 50 m, según el CENAPRED. Franco (2005) considera que las explosiones que se suceden entre el 19 y el 23 de febrero destruyen el domo en su totalidad. Inmediatamente después se inicia una importante actividad interna que da como resultado una nueva inyección de magma. La nueva estructura lávica presenta el 29 de abril un diámetro de 170 m (CENAPRED) y en ella se distinguen dos domos concéntricos (Figura 2.37.B).

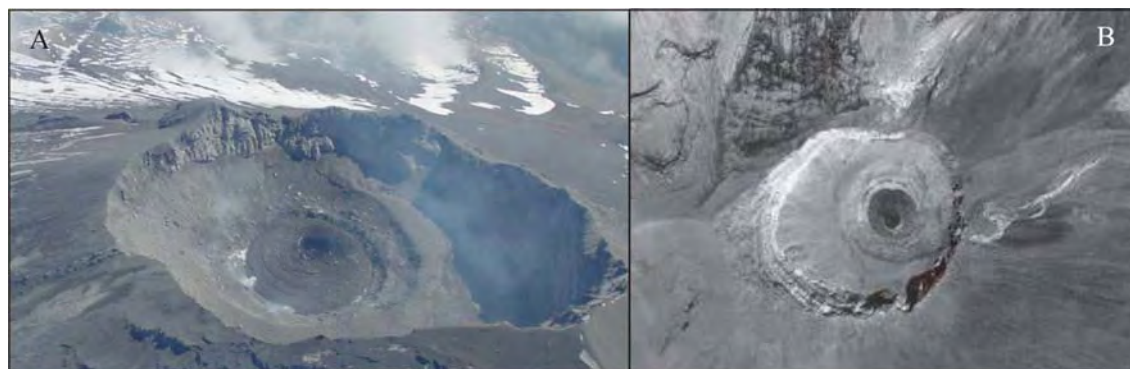


Figura 2.37. A: Fotografía oblicua realizada por la Dirección General de Carreteras Federales de la SCT, el 17 de enero de 2002. En el cráter interior se observa un domo rodeado por restos de domos anteriores (según Franco, 2005).

B: Fotografía aérea (sin corregir y sin escala) realizada por la DGCF de la SCT, el 29 de abril de 2002. En el interior se aprecia un nuevo cuerpo de lava con la forma de dos círculos concéntricos, tal vez señal de la existencia de dos domos o de dos momentos de afluencia de lava al exterior.

Las explosiones ocurridas los días 12, 17 y 21 de mayo, acompañadas por episodios de tremor armónico, dan como resultado la situación de la fotografía aérea del

17 de junio de 2002 (Figura 2.38), que muestra el aspecto ruñiforme del interior del cráter tras la actividad explosiva. El complejo volcánico reciente se enriquece con el desarrollo de un nuevo cráter (B) en el interior del primero (A), con su correspondiente cono de escorias. Se observa que el perímetro de la nueva estructura interna, cráter-cono de escorias, se corresponde aproximadamente con la forma que presentaba el domo en la fotografía del 29 de abril (Figura 2.37. B), por lo que se puede deducir que el cono de escorias B está compuesto por los restos del domo anterior y tapizado por material piroclástico, producto de las explosiones de mayo.

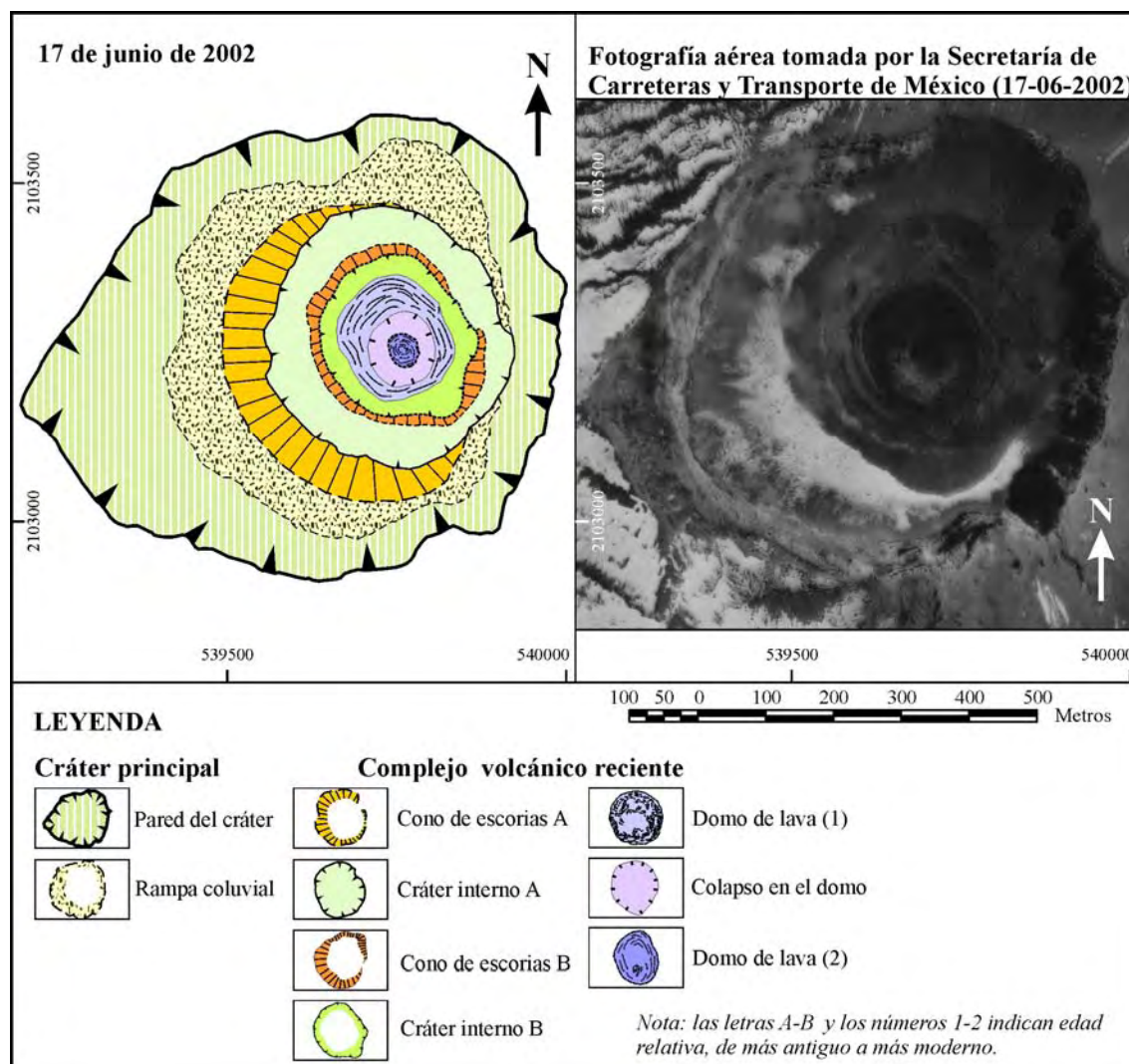


Figura 2.38. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 17 de junio de 2002 y fotografía aérea corregida y referenciada de la misma fecha (SCT).

En el interior del nuevo cráter se aloja un complejo domático, con dos domos separados por una corona colapsada, que en conjunto sólo supone el 16% del complejo volcánico reciente (Figura 2.19). El domo mayor presenta el aspecto de un disco casi plano, mientras que el central parece una semiesfera y, por su aspecto oscuro y rugoso, tal vez sea el inicio de una nueva emisión.

Entre el 17 de junio y el 17 de septiembre no se registra mucha actividad y ésta se limita a exhalaciones no violentas de gases, emisiones de pequeñas cantidades de ceniza y episodios sismo-tectónicos. En una fotografía oblicua, tomada el 25 de julio, el CENAPRED advierte de una subsidencia en el centro del domo, apreciable algo mayor

en la fotografía del 17 de septiembre (Figura 2.39). La extensión de la estructura domática es prácticamente igual a la calculada para la situación de junio, a diferencia de que ahora está ocupada en un 50% por un gran colapso ($11.387,715 \text{ m}^2$).

No se aprecian variaciones significativas entre la cartografía de junio y la de septiembre. Tan sólo se puede notar que las emisiones de ceniza dan como resultado el aumento de material en los conos de escorias, y como consecuencia su superficie pasa de 49.660 m^2 en junio a 56.373 m^2 en septiembre (Figura 2.19), y en la rampa coluvial (con 82.180 m^2 en junio y 91.116 m^2 en septiembre, Figura 2.18) en detrimento de las paredes del cráter exterior, que reducen su extensión de 171.402 m^2 en junio a 157.845 m^2 en septiembre (Figura 2.18).

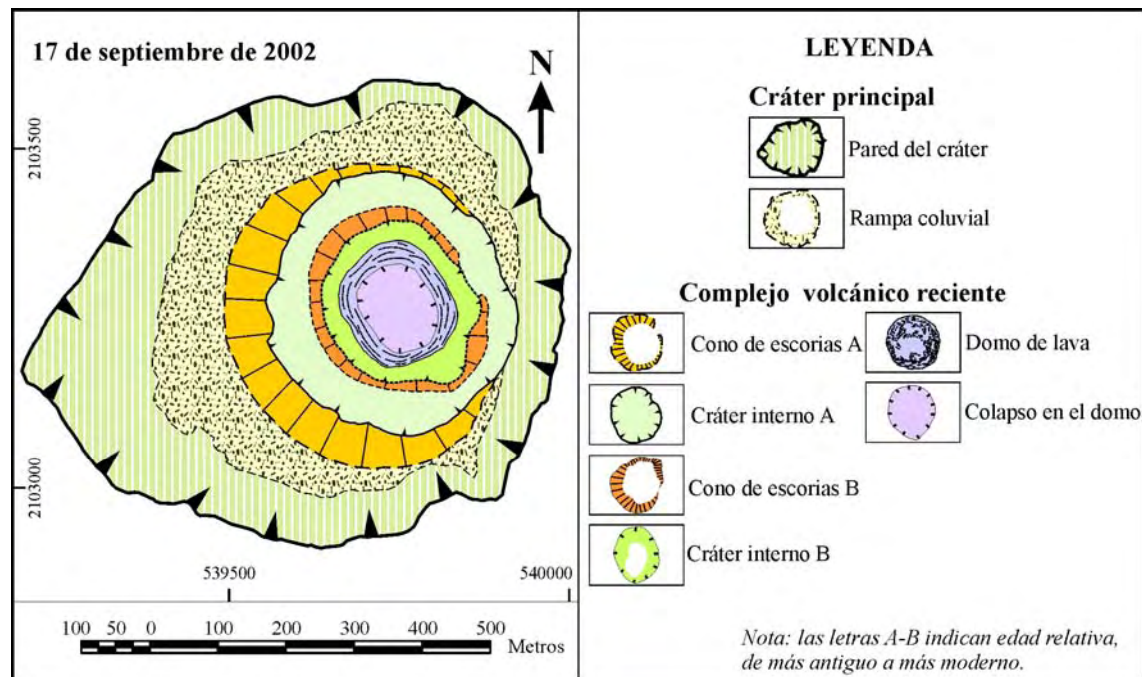


Figura 2.39. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 17 de septiembre de 2002.

En la segunda quincena de septiembre y en el mes de noviembre predominan los episodios de tremor, que se relacionan con la inyección de magma hacia la superficie y con el consecuente crecimiento de un domo en el fondo del cráter interno (Franco, 2005). Esta actividad no violenta viene acompañada también de exhalaciones de pequeñas cantidades de ceniza, que modifican la distribución de conos y rampa coluvial. En la cartografía del 2 de diciembre de 2002 (Figura 2.40) esto se aprecia en un ligero incremento de las rampas coluviales en su parte más alta. Por otra parte, la calidad de la fotografía permite todavía distinguir el cráter interno generado en las explosiones del pasado mes de mayo, rodeado por los restos del antiguo domo cubiertos por piroclastos (cono de escorias B). En el centro de dicho cráter hay un domo que, al igual que el del 17 de septiembre, presenta un eje mayor dispuesto de noroeste a sureste y una depresión por colapso en su centro (Figura 2.41). Pero el domo de diciembre ocupa una superficie mayor ($28.989,2 \text{ m}^2$, Figura 2.19) que el de septiembre ($23.340,5 \text{ m}^2$, Figura 2.19) y el área colapsada es mayor en septiembre (11.388 m^2 , Figura 2.19) que en diciembre (4.718 m^2 , Figura 2.19). Según la descripción de Franco (2005), el domo de diciembre parece ser resultado de las lavas emitidas en septiembre y noviembre, que también estuvieron afectadas por procesos de desgasificación y pérdida de material en las emisiones de cenizas.

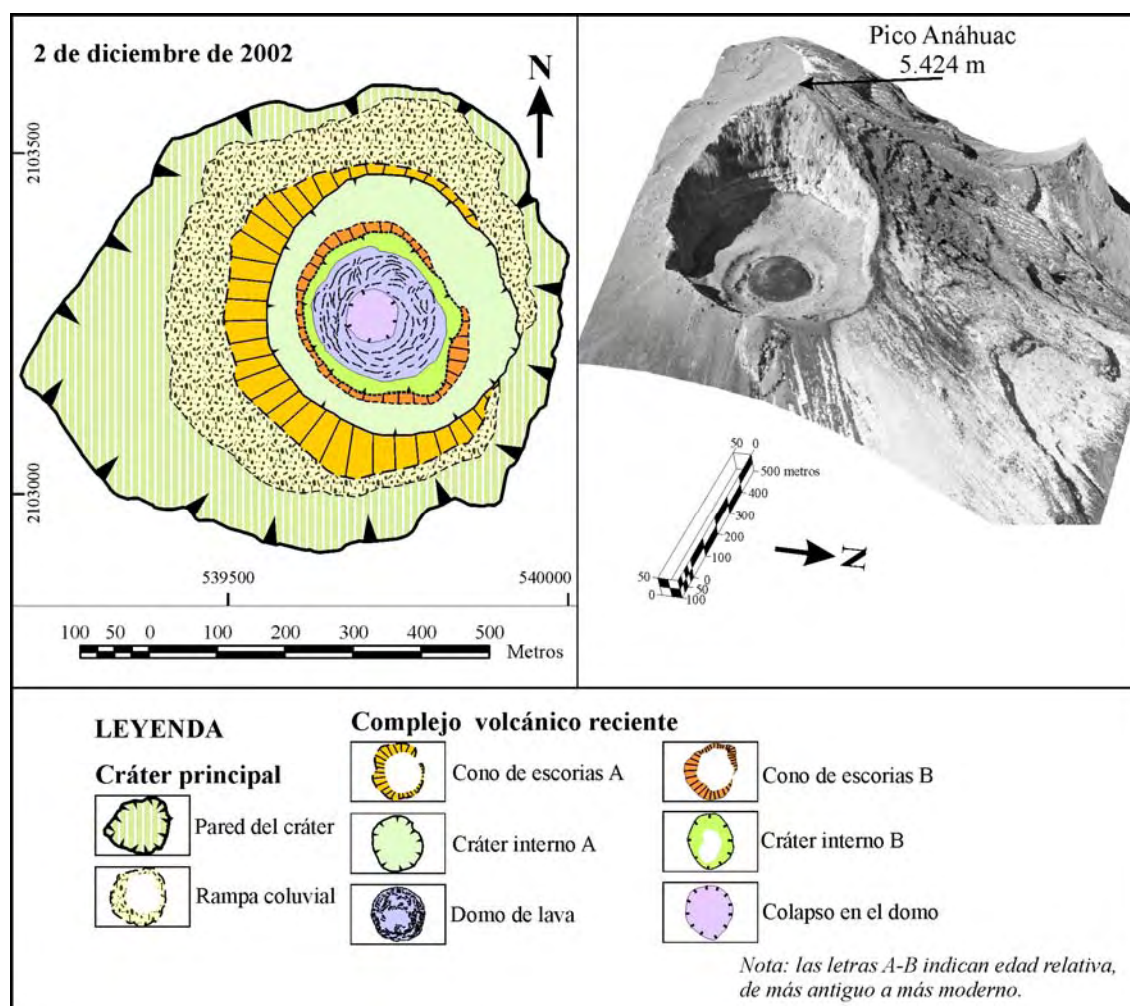


Figura 2.40. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 2 de diciembre de 2002 y vista en 3D de la fotografía aérea de la misma fecha.

En un informe del CENAPRED se describe el aspecto del domo del 2 de diciembre y se indica que tiene un desarrollo en altura de 40 m sobre el fondo del cráter y su diámetro mide 90 m. Pero estas medidas no coinciden con las que dimensiones del domo cartografiado sobre la fotografía aérea, según las que el domo cubre una superficie de 28.989 m^2 (Figura 2.19) y tiene un diámetro mayor de 198 m (de noroeste a sureste) y un diámetro menor de 180 m (de noreste a suroeste). En un apunte posterior, el CENAPRED señala que el 11 de diciembre el mismo domo ha duplicado su diámetro, con lo cual podría referirse realmente a las dimensiones de la situación del día 2.

El domo se destruye en la madrugada del día 18 de diciembre (Figura 2.42), con una serie de explosiones seguidas. La más importante arrojó una columna de 6 km de altura sobre el cráter (VEI=3), acompañada con la expulsión de fragmentos incandescentes en un radio de 1'5 km del cráter. El CENAPRED estima que en estas explosiones se desalojó una cantidad de unos 500.000 m^3 de material.

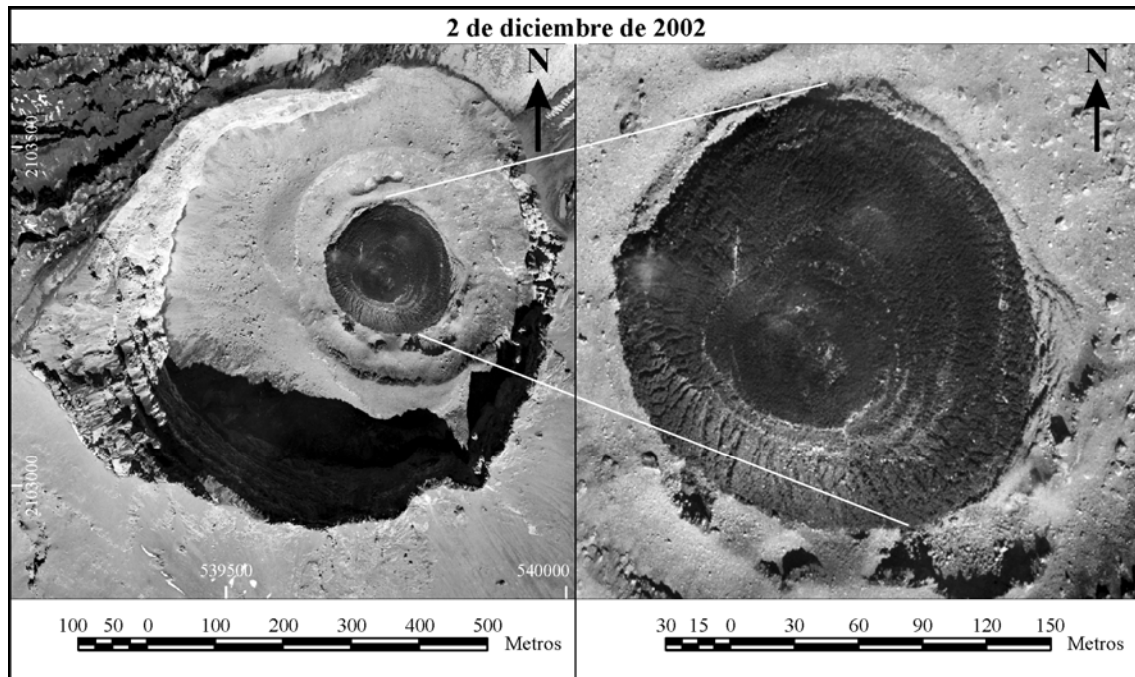


Figura 2.41. Fotografía aérea tomada por la Dirección General de Carreteras Federales de la SCT, el 2 de diciembre de 2002, corregida y referenciada. Obsérvese a la derecha un detalle del domo interior, en el que se distinguen las fracturas de colapso (arcos blancos en el interior) y la rugosidad de las lavas.



Figura 2.42. Fotografía aérea (sin corregir y sin escala) realizada por la DGCF de la SCT, el 18 de diciembre de 2002, a las 12:13 horas (hora local). En el interior se observa la depresión dejada por las explosiones, ocurridas en la madrugada, rodeada por los restos del domo cubiertos por el material de caída.

J- La actividad en el año 2003: 13 de febrero, 21 de julio y 25 de agosto:

Tras la explosión del día 18 de diciembre, el resto del mes y enero del 2003 están caracterizados por el predominio de actividad interna (tremor armónico) y exhalaciones de vapor de agua, gas y ceniza (de forma no violenta), lo que se relaciona de nuevo con la afluencia de material al exterior. El CENAPRED confirma la existencia de un domo el 17 de enero de 2003 y el inicio de su destrucción el 2 de febrero. Desde este día hasta el 13 de febrero se suceden 6 explosiones que arrojan columnas de material de 1'5 km de altura sobre el cráter, acompañadas por episodios de tremor armónico de baja amplitud. Esto sugiere que, aunque las explosiones supongan una merma de material, las señales de tremor indican un aporte desde el interior, por lo que el domo se sigue alimentando. De hecho, el domo del día 13 de febrero (Figura 2.43)

presenta una extensión de 41.311 m², es decir, el 34,7% del complejo volcánico reciente (Figura 2.19). La pequeña depresión que se dibuja en su interior es reflejo de las explosiones que implican una pérdida de material.

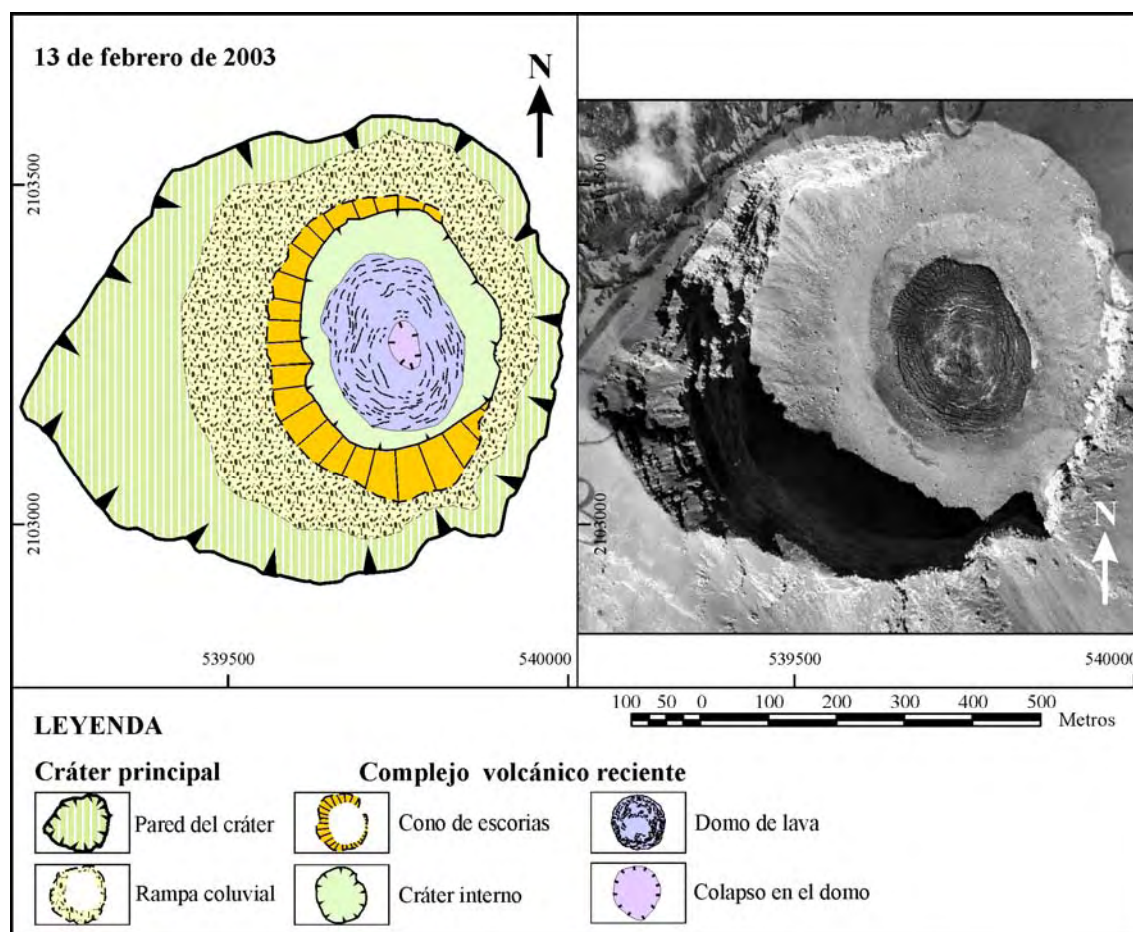


Figura 2.43. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 13 de febrero de 2003 y fotografía aérea corregida y referenciada de la misma fecha (SCT).

En el resto del mes de febrero se suceden explosiones similares a las anteriores, con columnas de hasta 2'5 km de altura sobre la cima. Por el contrario, en el mes de marzo tan sólo se registran exhalaciones de baja intensidad, con emisiones de pequeñas cantidades de ceniza, que únicamente en dos ocasiones alcanzaron 1 km de altura sobre el cráter. El CENAPRED no informa de episodios de tremor hasta principios del mes de abril y los considera indicativos de la formación de un nuevo domo, cuya existencia confirma el día 21 de abril, pero desaparecerá con las explosiones de los días 24 y 28 de ese mismo mes.

Hasta el mes de junio no se vuelve a disponer de noticias de la actividad del volcán con el reporte de tres explosiones que emiten columnas de hasta 3 km de altura sobre la cima y varios episodios de tremor, que podrían ser indicativos del ascenso del magma hacia la superficie. La fuerte explosión del 1 de julio parece estar relacionada con el crecimiento de este domo y su reacción a la acumulación de agua en el fondo del cráter, procedente de las copiosas lluvias que se produjeron en esas fechas (CENAPRED, 1997-2003). Estas explosiones de origen freatomagmático se repiten prácticamente a diario durante el mes de julio, de manera que no se pudo desarrollar ningún domo en el fondo del cráter. Por el contrario, sobre la fotografía aérea del 21 de

julio de 2003 se ha cartografiado un conjunto de cráteres que supone el 62,2% de la superficie del complejo volcánico reciente (83.357 m², Figura 2.19). Estos cráteres aparecen uno dentro de otro, de forma escalonada, y rodeados por los materiales arrojados dispuestos en el cono de escorias, que resta presencia a la rampa coluvial.

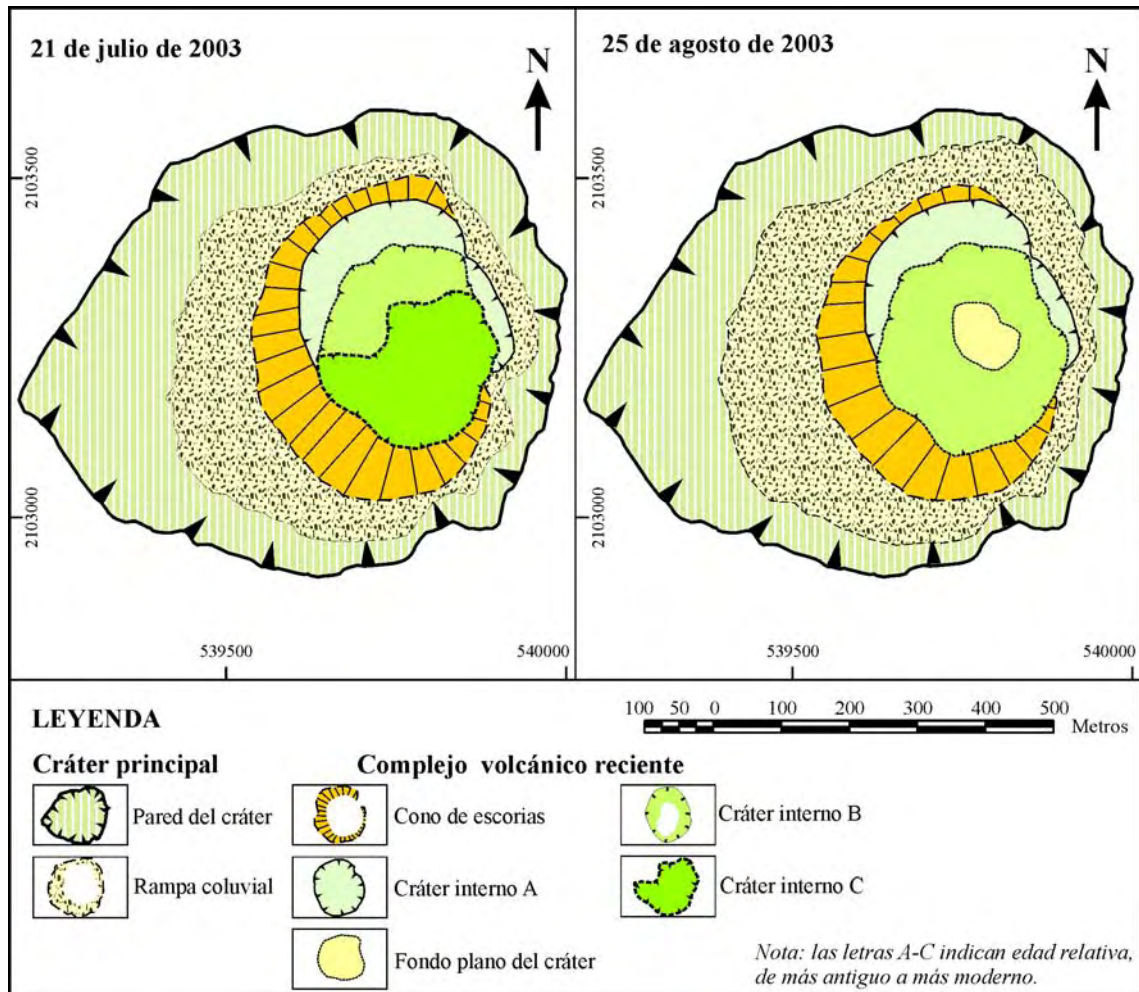


Figura 2.44. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a las situaciones del 21 de julio y del 25 de agosto de 2003.

Entre el 21 de julio y el 25 de agosto (fecha de la última fotografía aérea analizada) tan sólo se sabe con certeza que se producen dos explosiones con emisión de cantidades moderadas de ceniza. En la cartografía realizada para esta última fecha (Figura 2.44), el cráter más reciente que aparece en el mapa de julio (cráter interno C), está ahora desdibujado y se confunde con el cráter B. El fondo de este cráter está ocupado por una topografía plana, resultado de un relleno de material.

Por otro lado, las rampas coluviales han incrementado su extensión y en agosto ocupan el 30,2% del cráter total, mientras que el mes anterior cubrían el 24,1% (Figura 2.19). Esto indica que parte del material expulsado en este mes ha regresado al interior del cráter y se ha dispuesto a los pies de las paredes del cráter exterior (en la ruptura de pendiente entre la pared y la rampa) y rellenando las depresiones de los cráteres, lo que explica la coalescencia de los cráteres B y C de julio y la presencia del fondo plano.

3.2.- Análisis morfométrico de los valores topográficos

De la comparación de los MDE generados para 8 de las fechas de observación se han estimado los volúmenes perdidos o ganados y las áreas afectadas y se han observado las variaciones de pendientes sufridas en el interior del cráter y dónde se producen. Los MDE también han servido para evaluar en cada momento del estudio la capacidad libre de material entre el fondo del cráter y el punto más bajo del cráter exterior. Estos resultados se relacionan con los informes de actividad volcánica y se plantea la situación de riesgo de colmatación del cráter.

A- Distribución espacial de las variaciones de altura y su cuantificación:

Los resultados obtenidos de la aplicación de las técnicas descritas en el apartado 2.1, epígrafes A, B y C, se presentan aquí ordenados en:

- un tabla (Figura 2.45) con la relación de superficies que han experimentado variaciones topográficas (aumento o disminución de altura) o sin variaciones, acompañadas del valor de altura media de variación entre dos fechas consecutivas y entre la primera y la última;
- una tabla (Figura 2.46) en la que se indican las estimaciones de volumen perdido y ganado, así como el balance neto entre ambos, entre dos fechas consecutivas y entre la primera y la última;
- y una serie cartográfica (Figuras 2.47, 2.48, 2.49, 2.50, 2.51, 2.52, 2.53 y 2.54) que expresa espacialmente las variaciones en altura y localiza de forma especial aquellas diferencias superiores a 10 m y 20 m y las inferiores a -10 m y -20 m.

	AUMENTO		DISMINUCIÓN		SIN VARIACIÓN
	Superficie (m ²)	Altura media (m)	Superficie (m ²)	Altura media (m)	Superficie (m ²)
nov97/dic98	243.870	9,93	149.515	-11,06	4.366
dic98/jun99	242.831	7,22	135.531	-12,90	19.389
jun99/nov00	159.529	5,57	204.518	-4,42	33.704
nov00/abr01	294.961	13,30	98.041	-5,91	4.749
abr01/jun02	280.425	8,46	92.857	-6,84	24.469
jun02/dic02	216.796	6,10	150.337	-4,00	30.618
dic02/feb03	173.166	6,69	200.649	-6,30	23.936
nov97/feb03	317.591	22,36	77.870	-8,33	2.290

Figura 2.45. Superficies que han experimentado aumento de altura, disminución de altura o sin variaciones, con indicación de la altura media de variación en el interior del cráter del Popocatépetl.

	AUMENTO		DISMINUCIÓN		SIN VARIACIÓN	BALANCE
	Volumen (m ³)	Superficie (m ²)	Volumen (m ³)	Superficie (m ²)	Superficie (m ²)	Volumen (m ³)
nov97/dic98	2.421.870	243.870	-1.653.720	149.515	4.366	768.150
dic98/jun99	1.754.410	242.831	-1.748.140	135.531	19.389	6.270
jun99/nov00	888.097	159.529	-903.391	204.518	33.704	-15.294
nov00/abr01	3.922.390	294.961	-579.257	98.041	4.749	3.343.133
abr01/jun02	2.373.750	280.425	-634.793	92.857	24.469	1.738.957
jun02/dic02	1.321.990	216.796	-602.019	150.337	30.618	719.971
dic02/feb03	1.158.650	173.166	-1.264.950	200.649	23.936	-106.300
nov97/feb03	7.102.340	317.591	-648.478	77.870	2.290	6.453.862

Figura 2.46. Cálculo de la variación de volumen entre dos fechas y superficie ocupada por los aumentos, las pérdidas y las áreas que no varían en el interior del cráter del Popocatepetl. Se incluye el balance neto de volumen sufrido entre dos fechas consecutivas y entre la primera y la última fecha analizadas.

A.1- Las variaciones de altura en el interior del cráter del Popocatepetl entre el 14 de noviembre de 1997 y el 2 de diciembre de 1998 quedan reflejadas espacialmente en la figura 2.47. El 61,31% del total de la superficie (243.870 m², Figura 2.45) experimenta un incremento de la altura en un valor medio de 9,93 m, mientras que el 37,59% (149.515 m², Figura 2.45) presenta un espesor medio de reducción de -11,06 m. En los 4.366 m² (Figura 2.45) restantes no se aprecian cambios. Esto supone que en total el cráter acumula 2.421.870 m³ en unas áreas y pierde 1.653.720 m³ en otras.

Tal vez la modificación más destacable sea la producida en el área ocupada por el cráter interno. Aquí se produce una evacuación de material claramente relacionada con las explosiones (24 de diciembre de 1997, 1 de enero de 1998, 21 de marzo y 25 de noviembre de 1998) que destruyeron el domo visible en noviembre de 1997 y otros formados posteriormente (Figura 2.24). Por otra parte, el 2 de diciembre de 1998 no existe un gran domo que rellene la oquedad producida, sino que el cuerpo domático existente está colapsado y tiene una morfología cóncava (Figura 2.25). El centro del cráter del 2 de diciembre de 1998 se encuentra a más de 20 m por debajo de la posición que ocupaba un año antes.

También son notables los cambios que se observan en la corona que circunda al cráter, con variaciones positivas superiores a 10 m. El cono de escorias cartografiado el 2 de diciembre de 1998 se corresponde con la máxima extensión del domo registrado por el CENAPRED el 10 de diciembre de 1997 (125.664 m²), por lo que se supone que los restos de este domo cubiertos por material piroclástico son ahora en cono de escorias. Las rampas también ganan altura en algunos sectores, ya que por definición son áreas de acumulación de material, que, además, han incrementado su extensión entre las dos fechas (del 23,8% al 27,5% de total del cráter, Figura 2.18). En general, los aumentos no superan los 10 m de altura, aunque se observan incrementos de entre 10-20 m en partes de los sectores N y S, y de más de 20 m en el E, donde no existía rampa coluvial en 1997.

Las paredes pierden espesor en áreas aisladas de su mitad superior, excepto en el sector oriental, donde su altura queda reducida entre 10 y 20 m en una franja continua a media ladera, e incluso supera los 20 m en áreas aisladas. La pérdida de material de estas partes altas está claramente relacionada con la acumulación más abajo, en la rampa, de espesores que superan los 20 m.

Las superficies que no aprecian ningún cambio de altura se localizan en las paredes del cráter exterior. También se tienen en cuenta en este grupo las áreas que se

han elevado hasta 2 m o descendido hasta -2 m (16,3% del total del cráter), ya que los cambios son mínimos y entran dentro del margen de error en la coordenada z ($\pm 3.3\text{m}$).

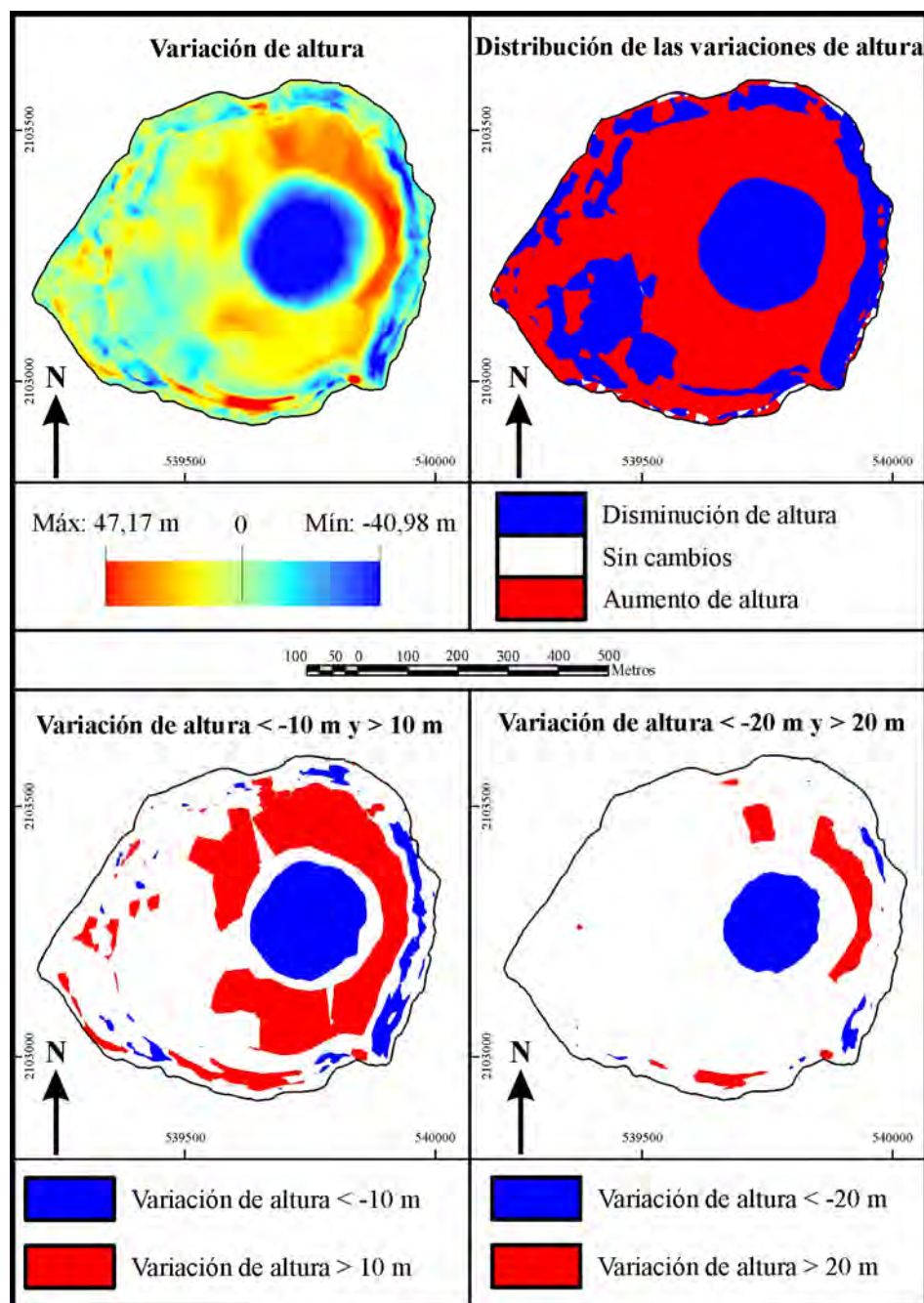


Figura 2.47. Diferencias altimétricas y distribución espacial de variaciones entre el 14 de noviembre de 1997 y el 2 de diciembre de 1998. Los dos mapas inferiores aíslan las modificaciones superiores a 10 m y a 20 m e inferiores a -10 m y a -20 m.

A.2- En los seis meses que transcurren entre el 2 de diciembre de 1998 y el 2 de junio de 1999, el 61,05% de la superficie del interior del cráter (242.831 m^2) recibe un incremento de $1.754.410 \text{ m}^3$ (Figura 2.46) con un espesor medio de 7,22 m de altura (Figura 2.45). Por otra parte, el 34,07% del cráter (135.531 m^2) se reduce en $1.653.720 \text{ m}^3$ (Figura 2.46) al disminuir su espesor una media de -12,90 m (Figura 2.45). Las áreas sin cambios en altura suponen sólo el 4,87% del total (19.389 m^2 , Figura 2.45).

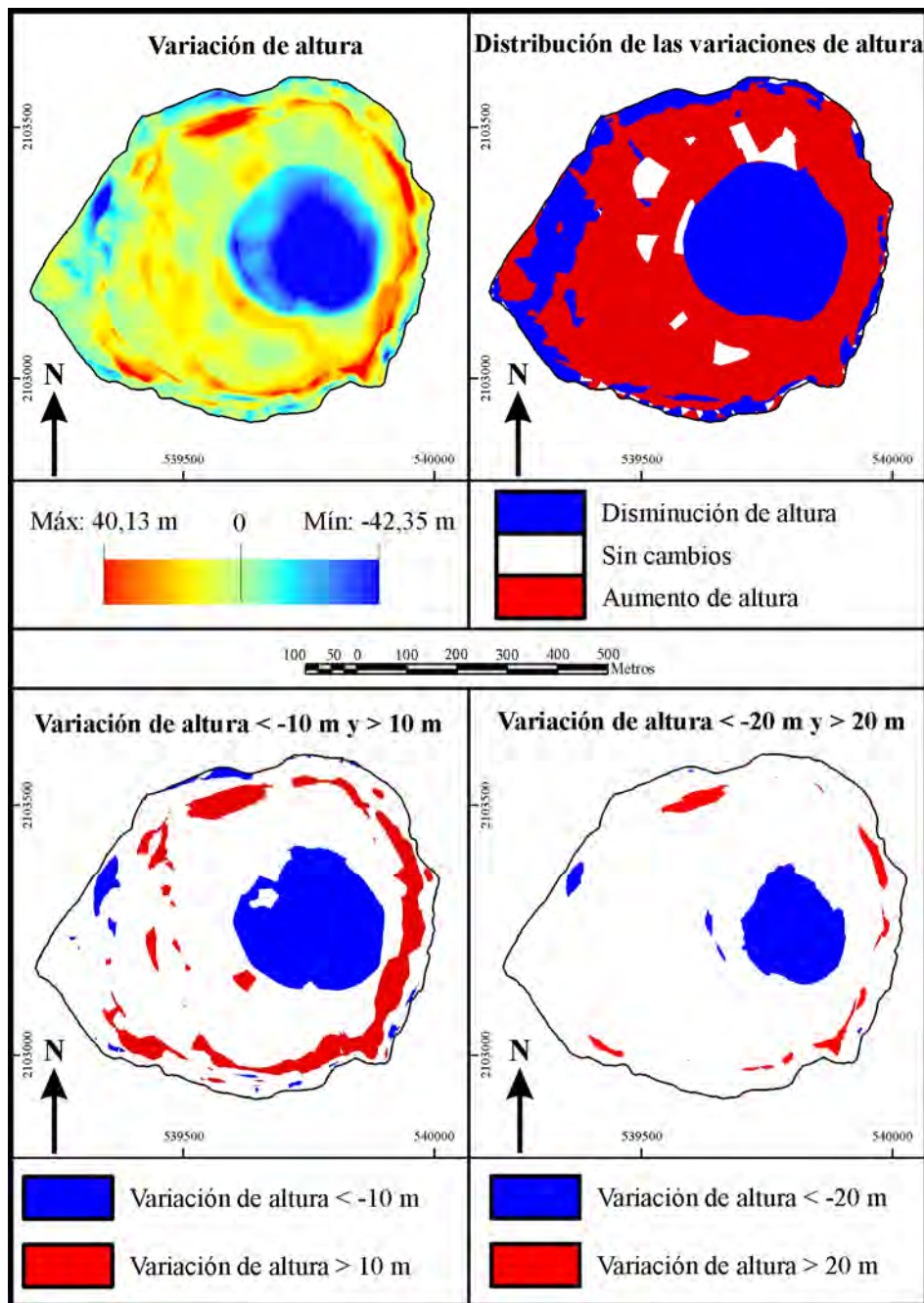


Figura 2.48. Diferencias altimétricas y distribución espacial de variaciones entre el 2 de diciembre de 1998 y el 2 de junio de 1999. Los dos mapas inferiores aíslan las modificaciones superiores a 10 m y a 20 m e inferiores a -10 m y a -20 m.

La gran explosión del 17 de diciembre de 1998, que produjo una columna de 5 km sobre el cráter, y las pequeñas explosiones posteriores que impiden el desarrollo de grandes domos en el interior del cráter, constituyen las principales causas de los cambios topográficos en este periodo. El evento del 17 de diciembre no sólo causa una variación en el perímetro del cráter interior, sino que además provoca una nueva oquedad en el interior de este (como ya se ha visto en el apartado 3.1.E). Este vaciamiento del cráter interior queda reflejado en la comparación de los MDE generados para el 2 de diciembre de 1998 y el 2 de junio de 1999 (Figura 2.48), donde

se aprecia un área circular que sufre un descenso de más de 10 m, y alcanza los -35 m en la parte nororiental del cráter interior.

Son también destacables las reducciones de altura experimentadas en la pared superior del cráter exterior, debidas a remoción de material por dinámica de laderas o por movimientos sísmicos. Las variaciones no exceden los -10 m y tan sólo se han encontrado disminuciones por debajo de 20 m en un pequeño núcleo de la pared del cráter exterior (noroeste), tal vez debido a un gran desprendimiento de material, redistribuido en posiciones topográficas más bajas de la rampa coluvial.

El material expulsado por las bocas e interceptado por el cráter, junto con el desprendido de las partes altas, se distribuye en una corona en torno al cráter interior. Tan sólo el 20% del área que aumenta de altura experimenta incrementos superiores a 10 m y el 4% se eleva por encima de 20 m. Se trata de acumulaciones de material que aumentan la rampa coluvial en su parte más alta y reducen la superficie en la que afloran las paredes del cráter exterior.

Las variaciones someras de altura, entre 2 m y -2 m, se producen en casi el 19% de la superficie del cráter, localizadas en las paredes, rampa y cono de escorias, y en especial en el apéndice occidental del cráter.

A.3- Entre el 2 de junio de 1999 y el 4 de noviembre de 2000 algo más de la mitad de la superficie del cráter (204.518 m², Figura 2.45) sufre una disminución de altura media de -4,42 m, con una pérdida de material estimada en 903.391 m³ (Figura 2.46). En otros sectores del cráter que suponen el 40,1% de su superficie (159.529 m², Figura 2.45) se produce una elevación media de 5,57 m y una acumulación de material de 888.097 m³ (Figura 2.46).

La cartografía resultante de comparar los MDE del 2 de junio de 1999 y el 4 de noviembre de 2000 (Figura 2.49) presenta una distribución distinta a las dos anteriores. Así, en el cráter interior se observa una variación positiva por primera vez, debido a la presencia de un domo en su interior en la última fecha de referencia. El incremento oscila tan sólo entre 10 y 20 m, ya que el domo se encuentra en fase de destrucción, y aparece rodeado por una semicorona en la que se resta material. La presencia de este sector con variaciones negativas que rodea el domo se puede explicar por las recientes explosiones, sucedidas el 30 de octubre de 2000, que forman un segundo cráter interior y destruyen un domo precedente.

Otros cambios positivos en el espesor se observan en algunas áreas dispersas por la pared noroccidental del cráter exterior, donde han podido quedar retenidas ciertas cantidades de material de caída. Una de estas áreas ha sido registrada como variación superior a 20 m (Figura 2.49) y en ella se localiza el valor extremo de aumento (51,16 m), pero se ha considerado como un error, ya que, si bien se ha observado una repisa en ese sector de la pared, es improbable que pueda retener un espesor de 50 m. Tal vez se trate de un error en la restitución de la fotografía de junio de 1999, ya que la misma superficie experimenta un descenso en el intervalo temporal anterior (Figura 2.48).

La actividad volcánica en 1999 y 2000 no presenta características violentas y está vinculada a cortos episodios de tremor armónico, en los que afluyen pequeñas cantidades de material a la superficie, y exhalaciones de vapor de agua, gases y cenizas, resultado de la destrucción de los pequeños domos o de su colapso. Con esta situación se explica que las variaciones topográficas entre los dos momentos no arrojen valores altos. Por el contrario, se observa que las modificaciones entre 2 m y -2 m cubren una respetable proporción de la superficie del cráter (39,1%), que junto a las áreas sin cambios (8,5%), constituyen algo menos de la mitad del espacio considerado.

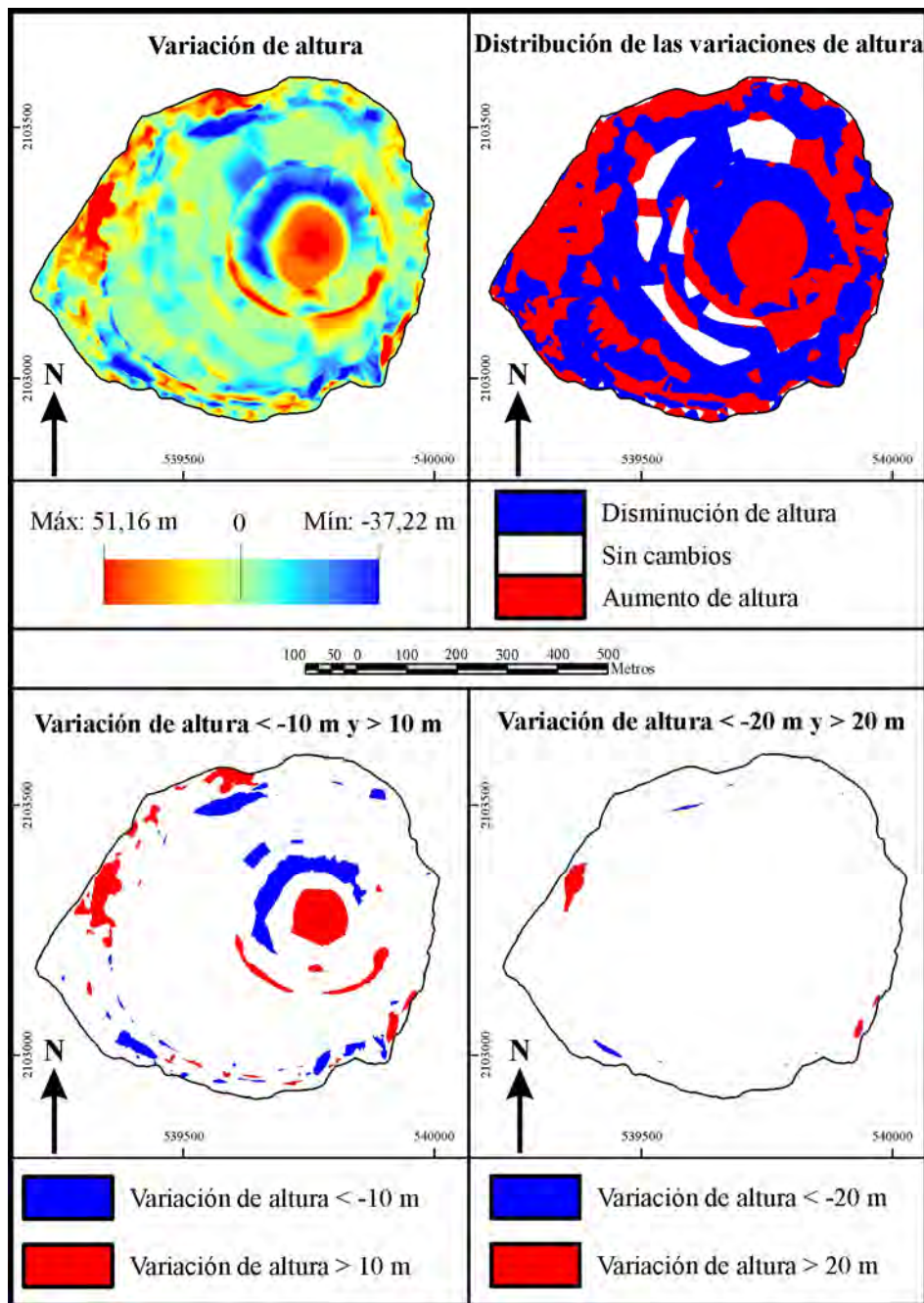


Figura 2.49. Diferencias altimétricas y distribución espacial de variaciones entre el 2 de junio de 1999 y el 4 de noviembre de 2000. Los dos mapas inferiores aíslan las modificaciones superiores a 10 m y a 20 m e inferiores a -10 m y a -20 m.

A.4- En el siguiente intervalo de estudio, entre el 4 de noviembre de 2000 y el 6 de abril de 2001, se observa que el 74,16% del total del área analizada (294.866 m^2) aumenta una media de 13,30 m de altura (Figura 2.45) y se estima que acumula $3.922.390 \text{ m}^3$ de material (Figura 2.46). Una cuarta parte de la superficie del cráter (98.041 m^2) desciende una media de 5,91 m (Figura 2.45), lo que resulta en una pérdida de 579.257 m^3 (Figura 2.46).

En cinco meses la depresión del cráter experimenta un balance positivo de $3,3 \times 10^6 \text{ m}^3$. Esta situación es fruto del crecimiento y destrucción de dos domos de grandes dimensiones y a la aparición de uno nuevo, presente el 6 de abril de 2001 (Figura 2.33).

Así, el CENAPRED informa del desarrollo de un gran domo durante el mes de diciembre de 2000, que se destruye el día 24 de dicho mes; sobre la fotografía del 20 de enero de 2001 se cartografía un domo de 24.949 m² (Figura 2.32), que se dismantela dos días después; y la continua afluencia de material hacia el exterior vuelve a generar un domo que el 15 de marzo tiene una superficie de 26.829 m² y el 6 de abril de 28.973 m² (Figura 2.33).

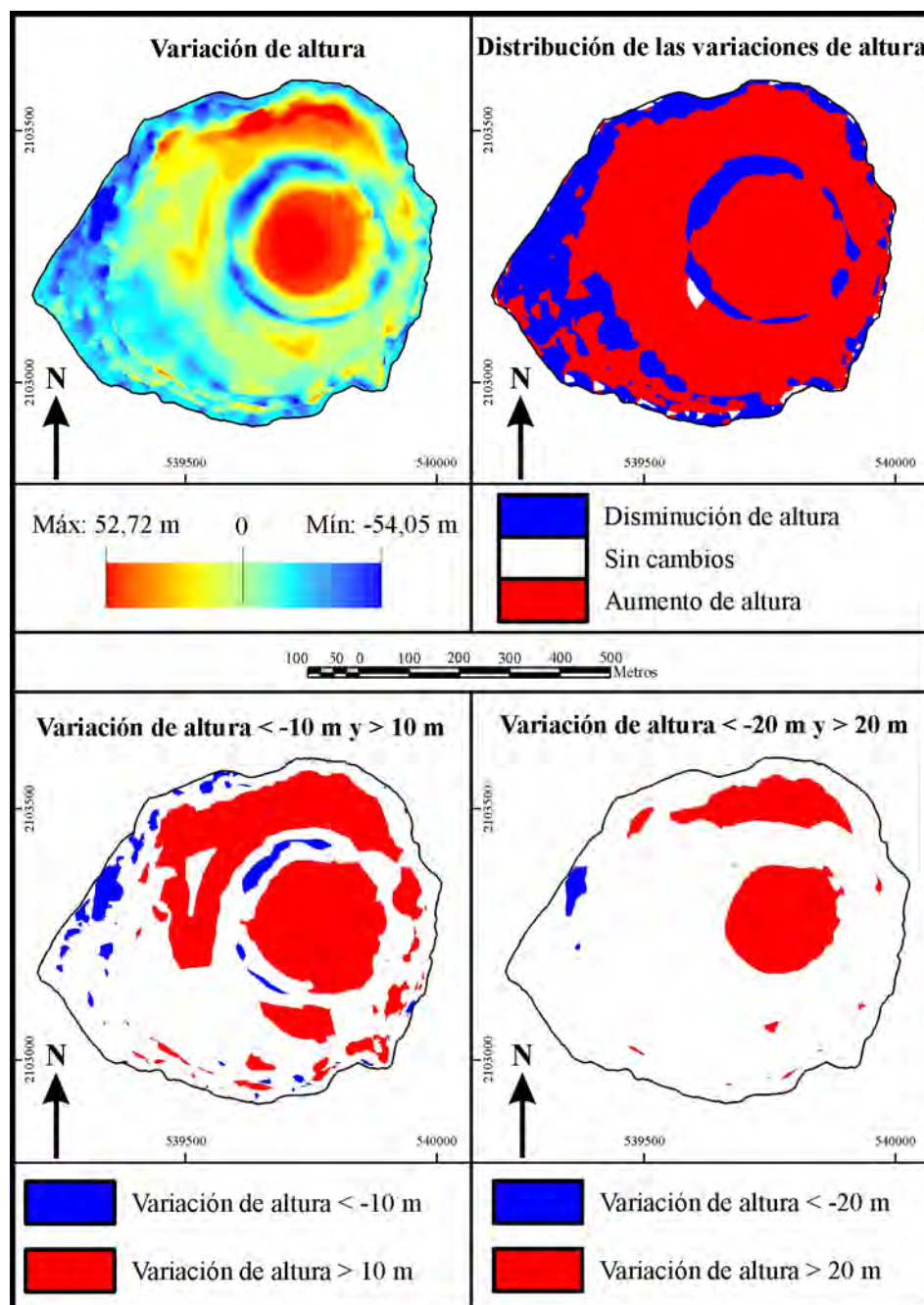


Figura 2.50. Diferencias altimétricas y distribución espacial de variaciones entre el 4 de noviembre de 2000 y el 6 de abril de 2001. Los dos mapas inferiores aíslan las modificaciones superiores a 10 m y a 20 m e inferiores a -10 m y a -20 m.

En la comparación de MDE (Figura 2.50) se observa una variación de altura positiva en la parte central del cráter interior y en el área ocupada por el cono de escorias y la rampa coluvial. El incremento supera los 20 m en el lugar ocupado por el

domo de abril, así como en una franja en forma de media luna de la rampa coluvial en el sector septentrional del cráter. En el primer caso, el crecimiento del domo justifica el aumento de altura y en el segundo, las acumulaciones de material de caída entre la rampa y el cono de escorias. Estas áreas se incrementan hasta alcanzar el 50% del cráter, si se consideran los aumentos de espesor por encima de 10 m.

Las reducciones de espesor se localizan en las paredes del cráter exterior y en una corona que bordea aproximadamente el domo visible en abril. La disminución de altura en las paredes se debe tal vez a la pérdida de material retenido en las caídas de explosiones anteriores o en desprendimientos ocasionados por la actividad volcánica. Entre estos casos se vuelve a apreciar una superficie que reduce su altura en más de 20 m y localiza una pérdida máxima de -54,05 m. Esta pequeña porción de la pared coincide con la variación estimada en el intervalo temporal anterior como un error y aquí también se trata del mismo modo, ya que las observaciones realizadas en la fotografía aérea con el estereoscopio no corroboran la existencia de variaciones topográficas tan grandes.

Las disminuciones de altura en torno al domo se deben probablemente al ensanchamiento del cráter interior en la explosión del 22 de enero de 2001, especialmente hacia el noreste, ya que antes de la explosión el cráter interior tiene una superficie de 72.757 m² y el 15 de marzo, el nuevo cráter interior cubre un área de 112.405 m² (Figuras 2.31 y 2.33).

Por último, las oscilaciones de alturas entre 2 m y -2 m representan el 15,3% del cráter y se localizan en el perímetro del borde exterior del cráter y en el suroeste, entre la pared y la rampa coluvial.

A.5- En los 14 meses de diferencia entre el 6 de abril de 2001 y el 17 de junio de 2002, un 70,50% de la superficie del cráter (280.425 m²) aprecia un aumento medio de 8,47 m de altura, mientras que el 23,35% (92.857 m²) reduce su posición en una media de -6,84 m (Figura 2.45). Se estima que en los sectores de incremento se acumulen 2.373.750 m³ y en los de descenso se pierdan 634.793 m³ (Figura 2.46). El balance neto del periodo es de $1,7 \times 10^6$ m³.

Los mayores espesores añadidos se encuentran en las estructuras que contiene el cráter central (Figura 2.51), en especial en su mitad sur, donde la altura se incrementa más de 20 m. También se observan aumentos de entre 1 y 20 m en pequeñas áreas de la rampa y las paredes, con una mayor extensión en los sectores oriental y meridional. Esta localización puede estar relacionada con la tendencia del material expulsado a desplazarse hacia esos puntos.

Las áreas que disminuyen su altura se localizan preferentemente en las paredes del cráter exterior, donde existen pérdidas que superan los 10 m de espesor y en algunos casos (9,2% de la superficie de disminución) inferiores a los -20 m. Estas mermas se deben a migraciones de material a cotas más bajas por efecto de la gravedad sobre unas pendientes muy pronunciadas, a la acción de las aguas o a los movimientos sísmicos.

En este lapso de tiempo se crean y destruyen 7 cúpulas de lava (Franco, 2005), por lo que, para que se de el aumento de altura observado entre las dos fechas, cabe esperar que las destrucciones han sido parciales, de modo que la suma de los restos de los domos ha supuesto un incremento considerable de volumen en el interior del cráter.

La variación de los espesores entre 2 m y -2 m supone algo más de la cuarta parte de la superficie del cráter (105.293 m²) y se localizan en el apéndice occidental, entre la rampa y el cono de escorias.

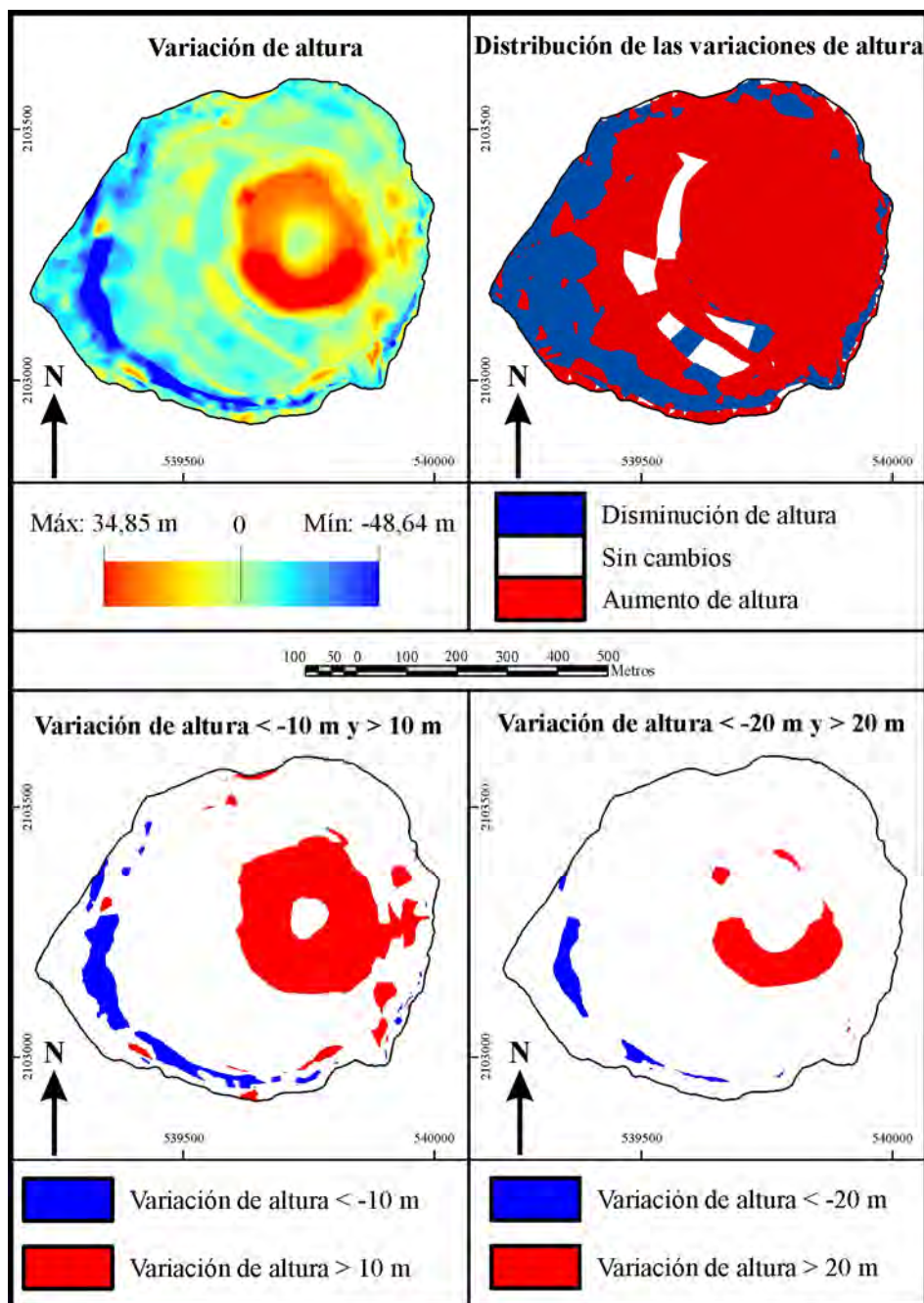


Figura 2.51. Diferencias altimétricas y distribución espacial de variaciones entre el 6 de abril de 2001 y el 17 de junio de 2002. Los dos mapas inferiores aíslan las modificaciones superiores a 10 m y a 20 m e inferiores a -10 m y a -20 m.

A.6- La comparación de los MDE del 17 de junio de 2002 y el 2 de diciembre de 2002, indica una adicción de $1.321.990 \text{ m}^3$ (Figura 2.46) de material en una superficie de 216.796 m^2 (54,5% del total), donde el terreno se ha elevado una media de 6,10 m (Figura 2.45). Por otra parte, se pierden 602.019 m^3 (Figura 2.46) en un área de 150.337 m^2 (37,8% del total), con un descenso medio de -4 m. El balance neto en el interior del cráter sigue siendo positivo, aunque menor que en los dos periodos anteriores ($0,7 \times 10^6 \text{ m}^3$, Figura 2.46).

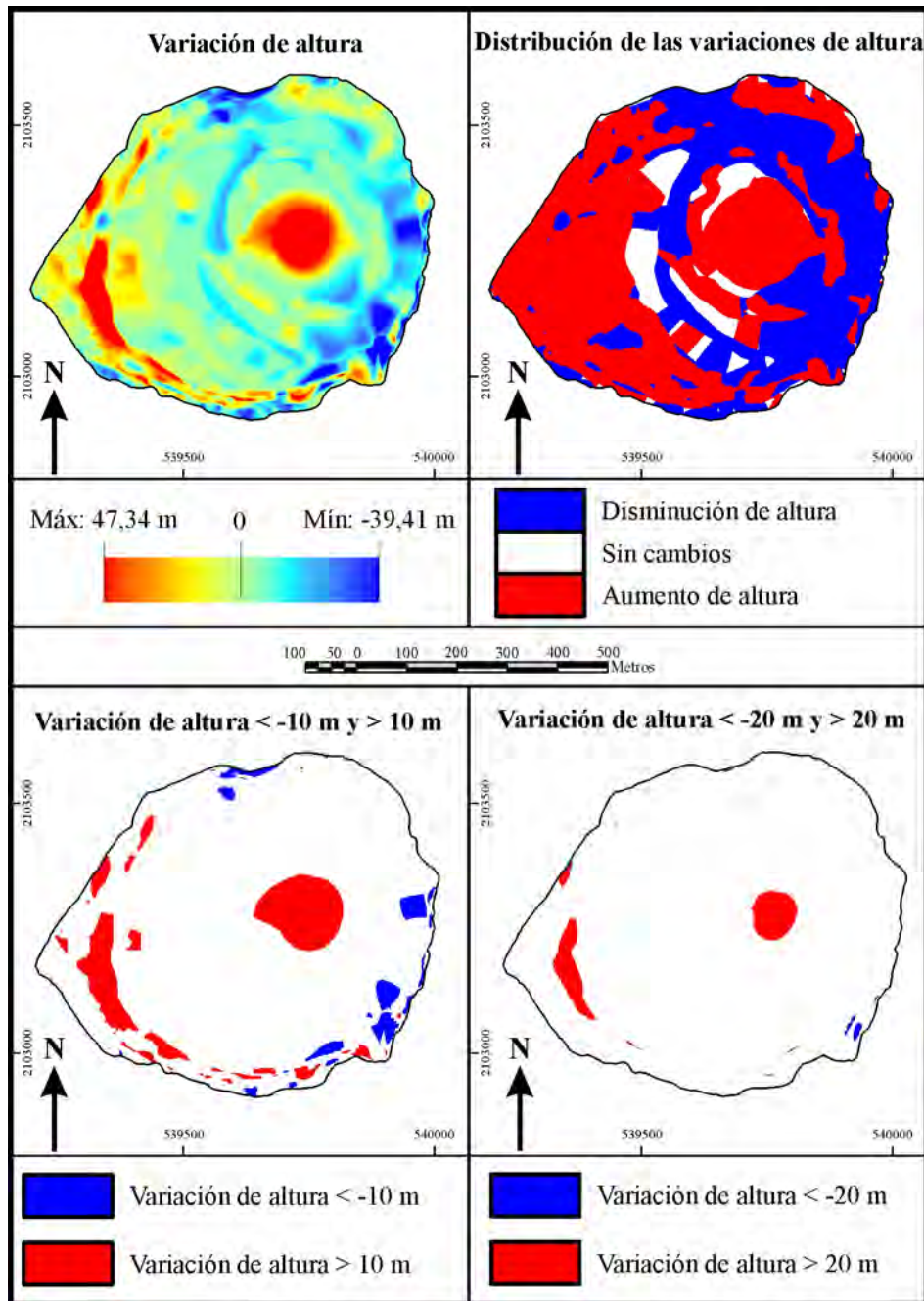


Figura 2.52. Diferencias altimétricas y distribución espacial de variaciones entre el 17 de junio de 2002 y el 2 de diciembre de 2002. Los dos mapas inferiores aíslan las modificaciones superiores a 10 m y a 20 m e inferiores a -10 m y a -20 m.

En este periodo, los aumentos de espesor se producen preferentemente en el área central del cráter (Figura 2.52), con valores que superan los 10 m e incluso los 20 m en su núcleo; y a media altura de las paredes occidental y sur del cráter exterior. El incremento del centro del cráter se explica por el crecimiento del domo interior, que si bien sufre un colapso en septiembre de 2002 (Figura 2.39), la inyección de magma posterior consigue elevar el conjunto. Por otra parte, la ausencia de actividad explosiva ha evitado que se haya evacuado una gran cantidad del interior. Esta actividad estuvo reducida durante el periodo a desgasificación y emisiones de ceniza, que parecen haber

sido movilizadas hacia el oeste y el sur, ya que es aquí donde se encuentran los mayores espesores depositados entre la pared y las rampas.

Las disminuciones de espesor no alcanzan los 10 m en franjas alrededor del domo, debido a la compensación entre evacuación y emisión de material, pero superan este valor en algunas porciones de la pared suroriental y septentrional del cráter exterior, a causa de la movilización de material acumulado anteriormente.

Las modificaciones en la topografía entre 2 m y -2 m cubren casi el 40% del interior del cráter y se localizan en el anillo intermedio, en las rampas y el cono de escorias.

A.7- En el último intervalo de estudio se ha calculado que una superficie de 173.166 m² (43,54% del total del cráter) aumenta su altura media en 6,68 m, mientras que 200.649 m² (50,45% del total) la reduce en -6,30 m (Figura 2.45). En total el ascenso supone 1.158.650 m³ y la disminución, 1.264.950 m³. (Figura 2.46). Por otro lado, la superficie que no experimenta cambios, el 6,02% del total, se distribuye en porciones del cono de escorias de la mitad occidental (Figura 2.53).

En la fecha de inicio, 2 de diciembre de 2002, se parte de una situación en la que un gran domo está instalado en el interior del cráter. Este se destruye días después y es reemplazado por otro nuevo durante los últimos días de diciembre y el mes de enero de 2003, que resulta ser mucho más extenso (41.311 m², frente a los 28.989 m², del de diciembre, Figura 2.19). También supera en altura a su antecesor, ya que en la comparación de MDE (Figura 2.53) la corona exterior del nuevo domo supera en más de 10 m al anterior, e incluso en el borde noroccidental rebasa los 20 m. En cambio el centro de la figura no sigue la misma pauta y se corresponde con el colapso (Figura 2.43) que tuvo lugar días antes de tomar la segunda fotografía (13 de febrero de 2003).

También se registran incrementos en el sector suroriental, en el cono de escorias, rampa y paredes, por lo que cabe suponer que el material expulsado en los días inmediatos a la última observación se emitió en ese sentido. Estas adicciones resultan superiores a 10 m, o incluso a 20 m, en algunos puntos.

Las pérdidas se reconocen en el apéndice occidental y en la mitad norte, incluyendo pared, rampa coluvial y franjas del cráter interior. La merma de material en el cráter interior se puede achacar a las explosiones recientes y a las que destruyeron el domo precedente, que evacuaron espesores entre 10 y 20 m en el sector septentrional. Reducciones similares se producen en las paredes del cráter exterior, en especial en el oeste, donde pueden rebasar los 20 m. Este sector no ha sido favorecido por las emisiones recientes y ha sufrido una evacuación del material depositado en fechas anteriores, entre junio y diciembre de 2002, cuando sí se produjo una deposición de materiales de caída. Las fuertes pendientes y los continuos movimientos sísmicos impiden una permanencia larga de estos depósitos.

Las secciones que sufren modificaciones someras en su altura, entre 2 m y -2 m (24,74% del cráter), se encuentran en la mitad occidental de la rampa coluvial, en toda la pared del cráter exterior y en porciones del cráter interior.

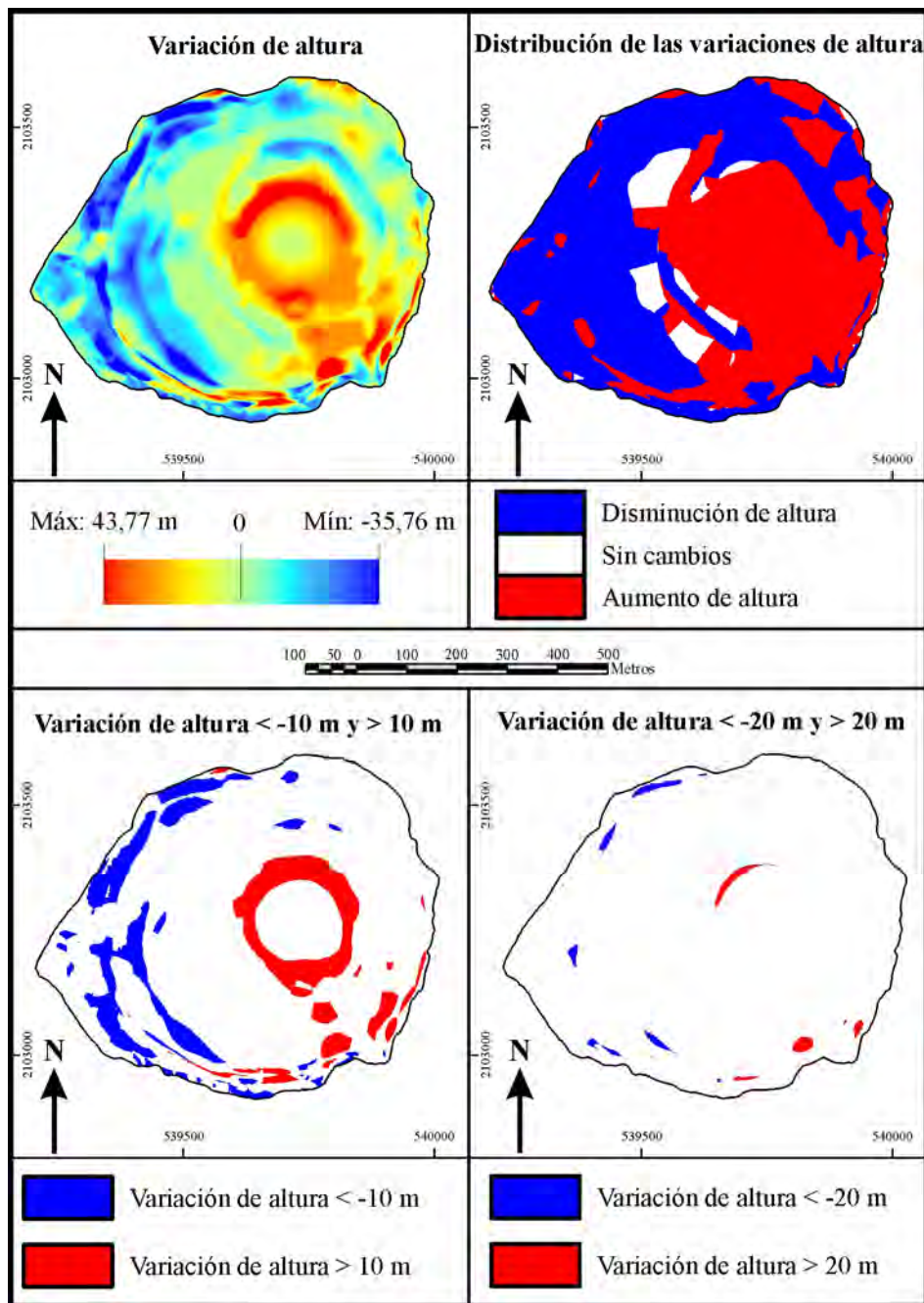


Figura 2.53. Diferencias altimétricas y distribución espacial de variaciones entre el 2 de diciembre de 2002 y el 13 de febrero de 2003. Los dos mapas inferiores aíslan las modificaciones superiores a 10 m y a 20 m e inferiores a -10 m y a -20 m.

A.8- En la comparación de los MDE (Figura 2.54) de la primera fecha de estudio y la última se obtiene un balance positivo de $6,5 \times 10^6 \text{ m}^3$, aproximadamente (Figura 2.46). En total el cráter ha aumentado un volumen de $7.102.340 \text{ m}^3$ (Figura 2.46) en casi el 80% (317.591 m^2 , Figura 2.45) de su superficie, mientras que ha perdido 648.479 m^3 (Figura 2.46) en el 19,6% (77.870 m^2 , Figura 2.45).

El complejo volcánico reciente y gran parte de las rampas han aumentado su altura entre 10 y 20 m, y superan los 20 m las áreas ocupadas frecuentemente por los domos, los conos de escorias (restos de domos) y la parte baja de la rampa coluvial. Este incremento se debe a que la actividad volcánica ha sido en el cráter más

constructiva que destructiva, esto es, el fondo del cráter interior ha aumentado de altura por la dinámica de crecimiento de domos, que no son totalmente destruidos, y por la acumulación del material emitido que cae de nuevo a la depresión y tapiza los conos.

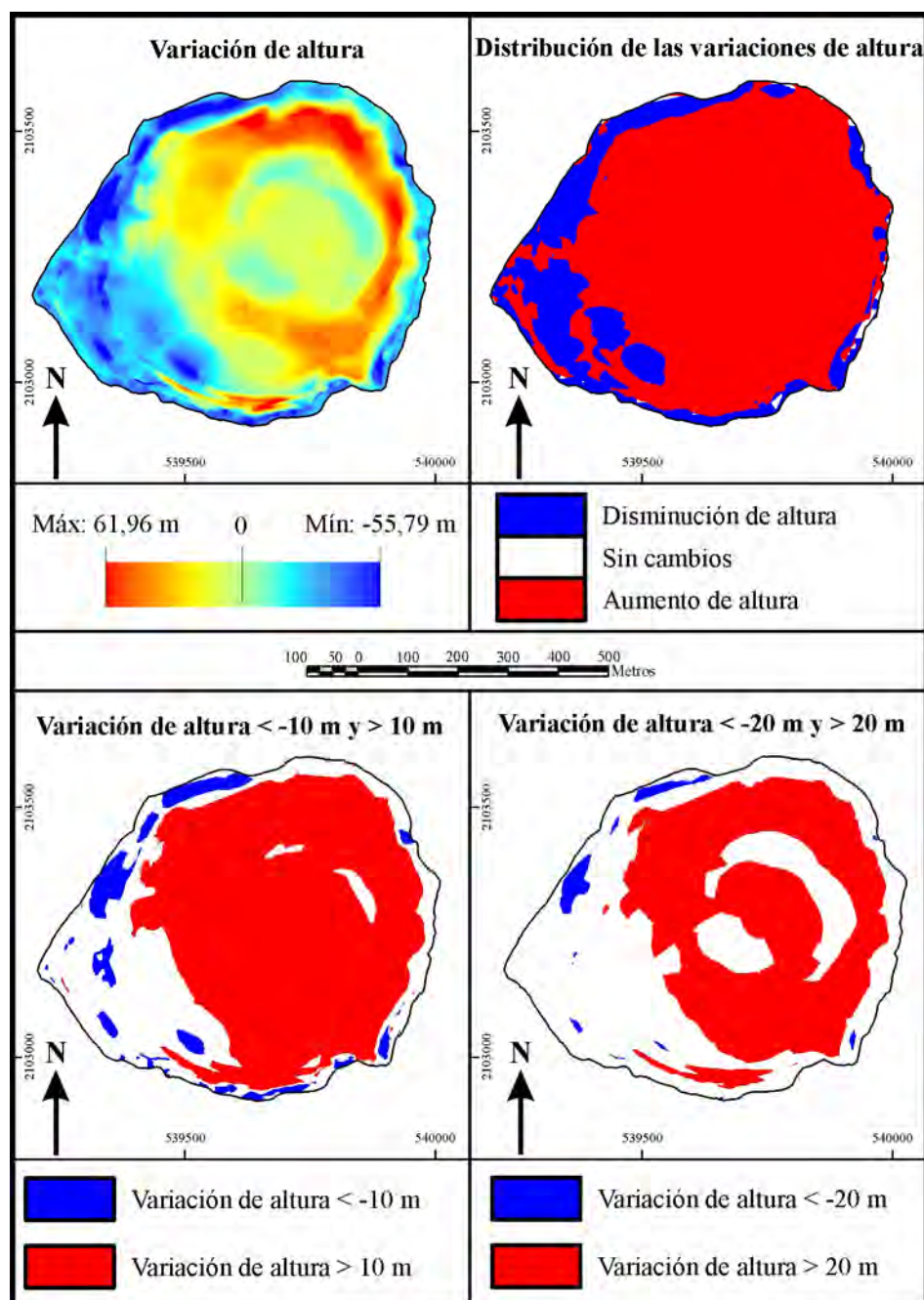


Figura 2.54. Diferencias altimétricas y distribución espacial de variaciones entre el 14 de noviembre de 1997 y el 13 de febrero de 2003. Los dos mapas inferiores aíslan las modificaciones superiores a 10 m y a 20 m e inferiores a -10 m y a -20 m.

Las pérdidas que se observan en el balance final se distribuyen por las paredes del cráter exterior y la parte alta de las rampas coluviales. El cráter exterior presenta pendientes muy fuertes, que son incapaces de retener durante mucho tiempo el material depositado tras las emisiones. Por otra parte, su posición topográfica más elevada respecto al resto, hace que sea el sector más expuesto a los agentes externos. Además,

los movimientos sísmicos frecuentes ayudan a la evacuación del material suelto. Los espesores medios de variación negativa son de -8,3 m y sólo superan los 20 m el 9,4% del área que sufre reducción, localizada a media altura de la pared del sector noroccidental.

Las áreas que no sufren modificaciones son muy pequeñas (el 0,6% del total) y se localizan siempre en los bordes del cráter exterior.

B- Evolución de las pendientes de las principales formas en el interior del cráter:

De los MDE se ha extraído la información referente a las pendientes del interior del cráter (Figura 2.55) y se han comparado dos a dos para analizar su evolución (Figura 2.56). Además se han extraído los valores medios de pendiente para cada uno de los principales grupos de formas del cráter (pared, rampa y complejo volcánico reciente) y se han puesto en relación con la superficie que ocupan en cada momento, tanto planimétrica como real (Figura 2.57.A y B). Con estos elementos de análisis se han relacionado los cambios de pendiente entre dos fechas con la variación geomorfológica, la actividad explosiva y la dinámica de las laderas.

Entre el 14 de noviembre de 1997 y el 2 de diciembre de 1998 las paredes del cráter exterior ven reducida su extensión del 60,5% del total, al 38,3%, y su posición queda relegada a la parte más elevada. De esta manera, el valor de la pendiente media se incrementa en 9°. También contribuye al aumento de la pendiente, la pérdida de material que experimentan las paredes entre los dos momentos de observación (Figura 2.47). Por su parte, las rampas cambian de emplazamiento y ocupan en diciembre de 1998 lo que un año antes era la parte baja de las paredes, lo que favorece el aumento de las pendientes. Además, recibe el material evacuado de las paredes, que si todavía se encuentra en su mayoría en la parte superior, contribuye a la acentuación de la inclinación. Por último, el complejo volcánico reciente duplica su extensión y profundiza el cráter interno, aunque su fondo esté ocupado por un domo colapsado (Figuras 2.25 y 2.47). Su pendiente media también se incrementa, aunque es este sector resulte más difícil de valorar, ya que por definición su pendiente no es homogénea y contrastan los escarpes que definen el cráter interior con la suave inclinación de los conos o los fondos planos. La variación para el conjunto del cráter resulta positiva, pero en una proporción menor que en cada una de las formas analizadas, ya que las pendientes de cada unidad muestran la relación entre la superficie real y la planimétrica de la unidad, que en cada momento son diferentes.

En el segundo intervalo analizado (2 de diciembre de 1998 y 2 de junio de 1999) las paredes disminuyen ligeramente su extensión y también su pendiente, debido a las acumulaciones de material expulsado por las bocas del volcán (Figura 2.46). Las rampas también interceptan cierta cantidad de piroclastos y aumentan su superficie a costa de la ladera baja de las paredes, con lo que adquieren gran inestabilidad (pendiente media de 23,1°). El complejo volcánico reciente adopta una nueva morfología con un cráter más profundo (Figura 2.48) y unos escarpes muy marcados (Figura 2.55), que hacen que la pendiente se incremente hasta los 23°, la mayor que presenta el complejo en la serie de estudio. El aumento de pendiente en todo el interior del cráter es ahora mucho más marcado, con un valor medio de 34,1°.

La actividad volcánica no violenta que caracteriza al intervalo entre el junio de 1999 y noviembre de 2000, no produce modificaciones importantes en la altura del suelo de cráter (Figura 2.49) y tampoco grandes variaciones en sus pendientes (Figura 2.57). Se observa que las tres unidades principales reducen su inclinación ligeramente al

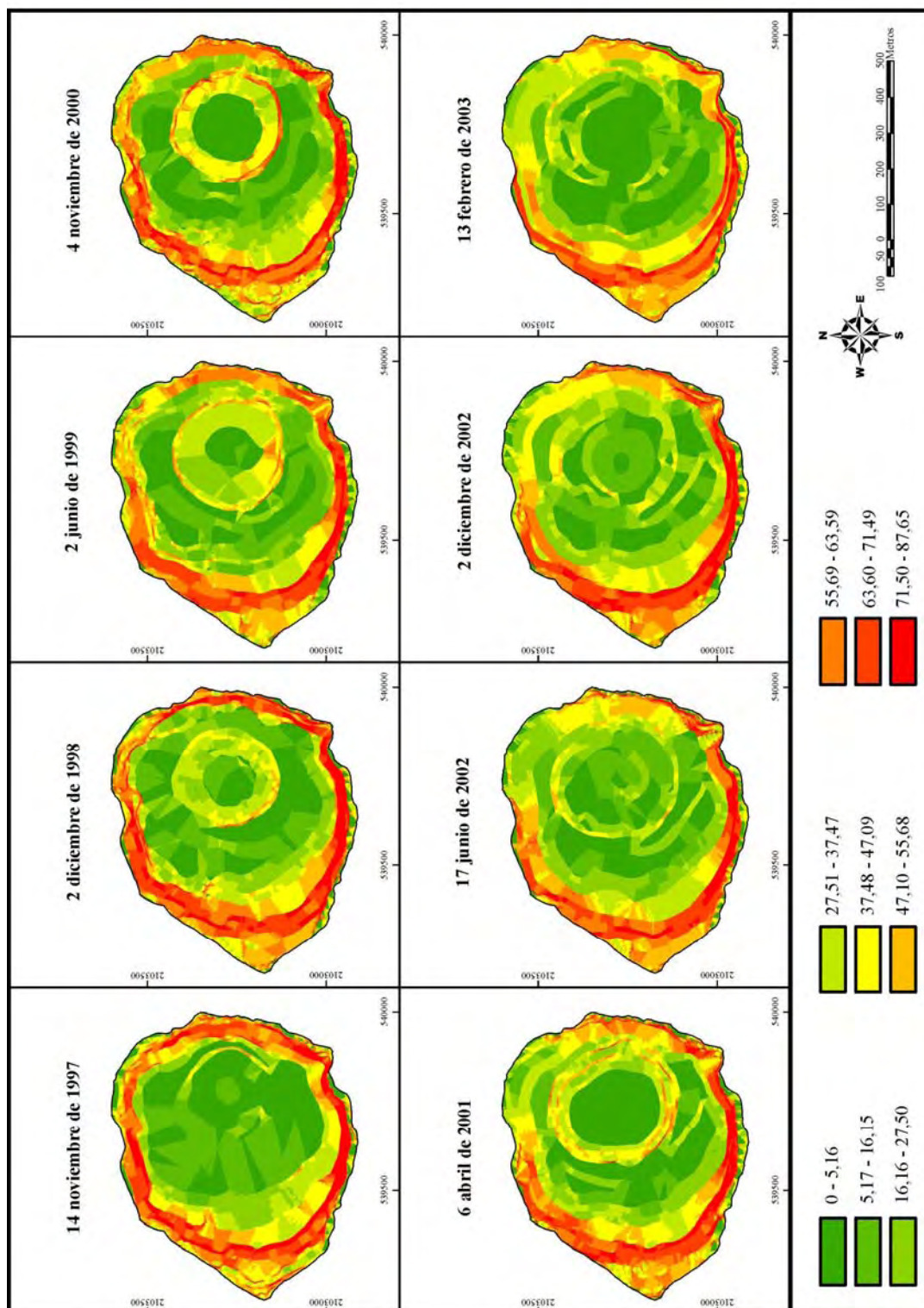


Figura 2.55. Mapas de pendientes (en grados) del interior del cráter del Popocatepetl para las fechas de estudio.

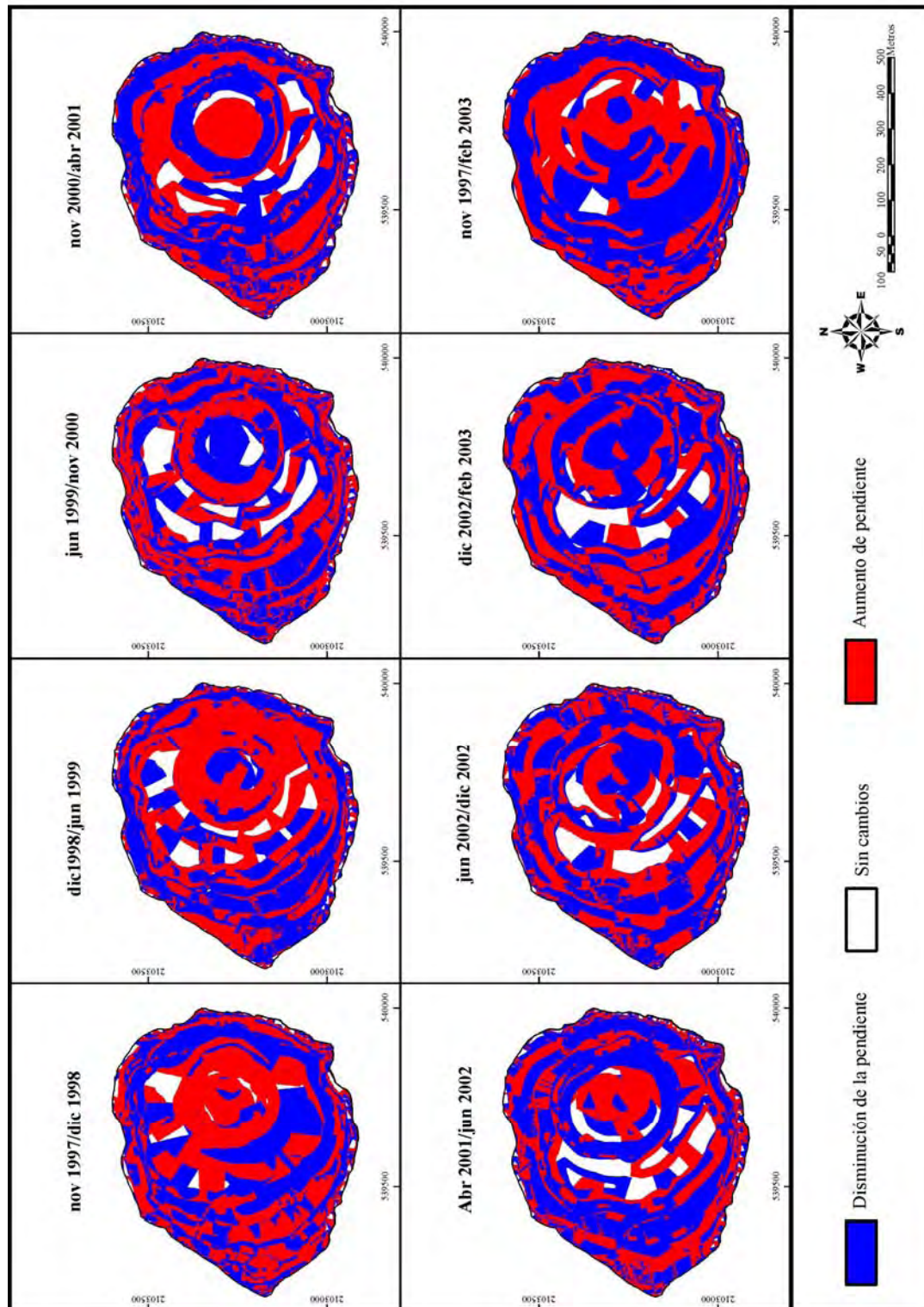


Figura 2.56. Mapas de variación de pendientes en el interior del cráter del Popocatepetl para las fechas de estudio.

A	Paredes del cráter exterior			Rampa coluvial			Complejo volcánico reciente			Cráter total		
	pend. (°)	Superficie (m ²)		pend. (°)	Superficie (m ²)		pend. (°)	Superficie (m ²)		pend. (°)	Superficie (m ²)	
		planim.	real		planim.	real		planim.	real		planim.	real
14-nov-97	44,37	240.568,98	448.010,51	5,62	94.668,90	95.619,28	6,50	62.506,04	64.396,83	29,22	397.743,92	608.026,62
02-dic-98	53,33	152.272,75	335.701,21	17,24	109.208,93	119.361,69	14,08	136.262,24	145.502,56	30,05	397.743,92	600.565,46
02-jun-99	52,13	150.229,12	300.829,45	23,13	118.993,29	139.262,31	23,01	128.521,52	150.295,11	34,05	397.743,92	590.386,87
04-nov-00	51,49	157.923,91	331.777,15	19,45	109.466,80	121.000,72	19,45	130.353,22	157.127,20	32,17	397.743,92	609.905,07
06-abr-01	49,20	149.322,88	290.909,04	20,25	105.322,71	116.833,82	18,70	143.098,33	147.337,04	30,56	397.743,92	555.079,90
17-jun-02	47,92	171.401,74	319.265,98	18,59	82.179,55	89.257,95	13,34	144.162,63	151.438,50	29,30	397.743,92	559.962,43
02-dic-02	48,14	151.000,53	285.667,38	23,65	94.519,35	108.278,15	13,23	152.224,04	152.382,57	28,99	397.743,92	546.328,10
13-feb-03	46,85	159.961,01	302.229,53	18,20	118.903,77	131.790,00	10,60	118.879,13	122.748,92	27,51	397.743,92	556.768,45

B	Paredes del cráter exterior			Rampa coluvial			Complejo volcánico reciente		
	pend. (°)	Superficie (%)		pend. (°)	Superficie (%)		pend. (°)	Superficie (%)	
		planim.	real		planim.	real		planim.	real
14-nov-97	44,4	60,48	73,68	5,6	23,80	15,73	6,5	15,72	10,59
02-dic-98	53,3	38,28	55,90	17,2	27,46	19,87	14,1	34,26	24,23
02-jun-99	52,1	37,77	50,95	23,1	29,92	23,59	23,0	32,31	25,46
04-nov-00	51,5	39,70	54,40	19,5	27,52	19,84	19,5	32,77	25,76
06-abr-01	49,2	37,54	52,41	20,3	26,48	21,05	18,7	35,98	26,54
17-jun-02	47,9	43,09	57,02	18,6	20,66	15,94	13,3	36,25	27,04
02-dic-02	48,1	37,96	52,29	23,7	23,76	19,82	13,2	38,27	27,89
13-feb-03	46,9	40,22	54,28	18,2	29,89	23,67	10,6	29,89	22,05

Figura 2.57. A. Pendiente media (*pend.*) (valores en grados) y superficie planimétrica y real (valores en m²) de las formas principales (pared, rampa y complejo volcánico reciente) y del total del cráter del Popocatepetl, para cada una de las fechas de estudio. B. Pendiente media (*pend.*) (valores en grados) y superficie planimétrica y real (%) del total del cráter) de las formas principales (pared, rampa y complejo volcánico reciente) en el interior del cráter del Popocatepetl (100% de la superficie) para cada una de las fechas de estudio.

igual que el total del cráter: las paredes reconquistan posiciones topográficas más bajas y acogen cierta cantidad del material expulsado; las rampas ocupan menos superficie y regularizan sus laderas; y el cráter interior experimenta un relleno en su fondo (Figura 2.29).

Entre el 4 de noviembre de 2000 y el 6 de abril de 2001 el crecimiento del domo interno rellena la depresión del cráter interno y reduce ligeramente la pendiente media del complejo volcánico reciente. Las rampas vuelven a extenderse a posiciones topográficas más elevadas y se enriquecen con los materiales de caída directa y los acumulados en su parte superior, evacuados por las paredes, lo que resulta en un incremento de la pendiente media ($20,3^\circ$). Las paredes también retienen el producto de las explosiones recientes y reducen someramente su inclinación. El balance final del periodo en todo el cráter supone un descenso de la pendiente media de $1,6^\circ$.

Durante el año siguiente se produce un relleno general del cráter (Figura 2.50) que se relaciona con una disminución de la pendiente en general ($29,3^\circ$ en junio de 2002) y en especial, del complejo volcánico reciente. A pesar de que el interior del cráter muestra una morfología muy compleja, ha ido acumulando restos de domos, lo que rebaja la inclinación media. Las rampas han retrocedido y han regularizado su pendiente, mientras que las paredes se han ampliado por la base, con lo que ambas unidades han reducido su pendiente media.

Entre el 17 de junio de 2002 y el 2 de diciembre de 2002 la pared del cráter pasa de ocupar el 40,6% de la superficie, al 38% (Figura 2.57.B), con lo que debería aumentar su pendiente, pero queda compensada por las acumulaciones de material procedente de las últimas exhalaciones (Figura 2.52). En la rampa los depósitos se producen preferentemente en la parte alta, que sustrae a las paredes, con lo cual el incremento de pendiente es notable (de $18,6^\circ$ a $23,7^\circ$). Por el contrario, en el complejo volcánico reciente no se produce ningún cambio en cuanto al valor de la pendiente media entre las dos fechas, a pesar de que el centro del cráter interior se eleve más de 20 m (Figura 2.52).

En el último intervalo estudiado, hasta el 13 de febrero de 2003, las paredes se extienden a cotas inferiores y reducen su pendiente, mientras que las rampas restan superficie al cono de escorias y se regularizan con el material expulsado en las últimas explosiones (Figura 2.54). En el interior del cráter se desarrolla un domo con una superficie mayor a la que ocupaba en diciembre, pero con la parte superior ligeramente cóncava, debido a su colapso, lo que confiere una menor pendiente media a todo el complejo volcánico reciente ($10,3^\circ$).

Entre el 14 de noviembre de 1997 y el 13 de febrero de 2003 (5 años y 3 meses) la pendiente media del interior del cráter del Popocatepetl ha sufrido una ligera reducción ($1,71^\circ$), en consonancia con la reducción de su área real (un 8,43% de la superficie real de 1997). Sin embargo las unidades principales, tratadas individualmente han apreciado incrementos en la inclinación media de $2,48^\circ$ en la pared, $12,58^\circ$ en la rampa y $4,10^\circ$ en el complejo volcánico reciente. En el caso de la pared, la reducción de su superficie planimétrica no ha supuesto una disminución proporcional de su superficie real (la primera mengua el 33,5% del área inicial y la segunda el 32,5%), por lo que el resultado es el incremento de su pendiente media. Esto se debe a que en la última fecha las paredes ocupan el 40% del cráter (Figura 2.18) en sus cotas más elevadas y escarpadas y además en este lapso de tiempo las paredes tienden a verticalizarse, lo que se aprecia especialmente en el apéndice occidental del cráter (en rojo en el último mapa de la Figura 2.56). Por otra parte, las rampas invaden el espacio perdido por las paredes y aumentan su superficie en planta en un 25,5%. Pero al extenderse por cotas superiores

también incrementa su superficie real en un 37,83%, con lo que la pendiente media alcanza el valor de 18,2° en 2003 (Figura 2.57). Para finalizar, el complejo volcánico reciente también se agranda en superficie, planimétrica y real, con una proporción similar. Pero la pendiente media aumenta en 4,10° en relación con la complicación de formas que presenta esta unidad.

C- Capacidad del cráter hasta el punto más bajo de su borde exterior:

Por último, la manipulación de los MDE también permite conocer la capacidad del cráter del Popocatepetl ente el punto más bajo de su interior y el más bajo del borde exterior (Figura 2.58). Este dato permite valorar en cada fecha la situación de riesgo de desbordamiento del cráter, comparando la capacidad libre con el desarrollo que han tenido los domos en el pasado.

FECHA	Capacidad (m ³) hasta el punto más bajo del borde	% de capacidad libre respecto a la primera fecha	Altitud (m) del punto más bajo del cráter interior
14-nov-97	17.920.385,22	100	5.092,96
2-dic-98	17.324.200,85	96,67	5.073,10
2-jun-99	17.328.609,74	96,70	5.044,04
4-nov-00	17.607.828,78	98,26	5.060,00
6-abr-01	14.043.482,68	78,37	5.090,00
17-jun-02	11.892.434,95	66,36	5.100,00
2-dic-02	11.635.986,77	64,93	5.110,00
13-feb-03	11.213.712,79	62,58	5.110,00

Figura 2.58. Capacidad, en m³, del cráter del Popocatepetl desde el punto más bajo de su cráter interior hasta el plano horizontal de intersección con el punto más bajo de su borde exterior, porcentaje de capacidad libre respecto a la capacidad de la primera fecha y altitud (en metros) del punto más bajo del cráter inferior en cada fecha.

En el periodo de estudio se observa que el punto más bajo del interior del cráter se ha elevado 17 m, aunque hay que tener en cuenta que este valor no se encuentra en el mismo lugar en todas las fechas de análisis. Desde noviembre de 1997 a junio de 1999, desciende 49 m, en relación con el predominio de una actividad destructiva en el complejo volcánico reciente. A partir de 1999 y hasta febrero de 2003 se incrementa en 66 m, en consonancia con una actividad constructiva en el cráter interior (Figura 2.58).

El ascenso del punto más bajo del interior del cráter es una manifestación del relleno general del cráter, que desde noviembre de 1997 a febrero de 2003 se incrementa en $6,78 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Figura 2.46). En las dos primeras etapas estudiadas, entre noviembre de 1997 y junio de 1999, apenas se rellena la oquedad por debajo de la curva de 5.180 m. Las explosiones abren cráteres cada vez más profundos, que se compensan con la deposición en los conos de escorias y en la rampa coluvial. La actividad volcánica se muestra menos violenta, con predominio de afluencia de magma hacia el exterior, entre junio de 1999 y noviembre de 2000. Al finalizar este periodo el punto más bajo se localiza 16 m más arriba que 17 meses antes, aunque la capacidad libre aumenta, debido al balance neto ligeramente negativo que se produce en el interior del cráter entre acumulaciones y pérdidas (Figura 2.46). Pero en los 5 meses siguientes, el balance neto del cráter es de $3,3 \times 10^6 \text{ m}^3$ y el punto más bajo del cráter asciende 30 m. Desde entonces, la parte más baja del cráter no cesa de elevarse, hasta dejar una capacidad de $11,2 \times 10^6 \text{ m}^3$ libre hasta el punto más bajo del borde del cráter. Esta sería

la cantidad de lava necesaria en el crecimiento de un domo para que se produjera un derrame fuera del cráter, suponiendo un crecimiento uniforme del domo en velocidad y dirección, similar a un líquido de viscosidad 0, en una superficie que ofrece una resistencia igual en todos sus puntos y sin movimientos sísmicos. Pero estas condiciones no se dan en la realidad y tampoco es necesario que se rellene todo el cráter hasta el plano de 5.180 m, para que se produzca el desbordamiento. Basta que la emisión se produzca en una boca cercana al punto más bajo del borde exterior (obsérvese que el complejo volcánico reciente se encuentra en el sector oriental) y que la lava tenga la suficiente viscosidad como para acumularse y ganar altura antes que comenzar a extenderse por el fondo del cráter, para que la lava rebose del cráter. Así, al pie del punto más bajo del borde, en el noreste, el fondo del cráter se encuentra a 5.140 m s.n.m., es decir, a sólo 40 m de labio del cráter.

4.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La principal aportación de este trabajo consiste en realizar un seguimiento de la evolución geomorfológica en el interior del cráter del Popocatepetl, a través de la aplicación de TIG, y relacionarla con la actividad volcánica y el inicio de los procesos hidrovulcánicos. Se establece así una secuencia de transformaciones morfológicas en el cráter, debidas a la intensidad y tipos de actividad volcánica, que condicionan la posibilidad de iniciar un lahar.

En este apartado se exponen las conclusiones del estudio y se comparan con la información relativa a la actividad del volcán recopilada en otras fuentes, principalmente por el CENAPRED y en el trabajo de Franco (2005). También se cuestiona la validez del método empleado, contrastándolo con otras técnicas empleadas en diferentes volcanes del mundo (en especial en el St Helens y en las Soufriere Hills) y evaluando los resultados obtenidos en función de las características de los procedimientos empleados.

4.1.- Periodización de la evolución morfológica del cráter y situación de riesgo en relación a los informes de actividad del CENAPRED y otras fuentes recopilatorias.

Antes de iniciarse la presente fase eruptiva, cuya fecha de inicio se establece en diciembre de 1994 (CENAPRED, 2001), las fotografías aéreas de noviembre de 1982 y de mayo de 1989 muestran un mayor desarrollo de las paredes del cráter exterior y de la rampa coluvial, que constituyen el 90% del cráter. Por su parte, el cráter interior aparece colmatado, con un fondo plano que denota la ausencia de actividad volcánica. Estas observaciones sirven para determinar que la *etapa pre-eruptiva* (Figura 2.59 (1)) estuvo caracterizada por el dominio de procesos no volcánicos (dinámica de laderas, acción del hielo-deshielo, arroyada...).

Hasta la siguiente fecha de análisis, 14 de noviembre de 1997, se tiene constancia que el volcán inicia su actividad sísmica a finales de 1992 gracias a los registros de dos estaciones sísmicas instaladas cerca del volcán: Altzomoni y Tlamacas, propiedad del Instituto de Ingeniería y del Instituto de Geofísica respectivamente (Guevara, *et al.*, 2003). También se mencionan las explosiones de febrero y noviembre de 1993 (Franco, 2005). A partir del mes de marzo de 1994, cuando el CENAPRED instala dos estaciones sísmicas más (Chipiquixtle, en la ladera sureste, y Colibrí, en la ladera suroeste; Guevara, *et al.*, 2003), se comienza a tener señales sísmicas continuas. Gracias a estas estaciones se recogen datos para caracterizar el comportamiento volcano-sísmico del Popocatepetl.

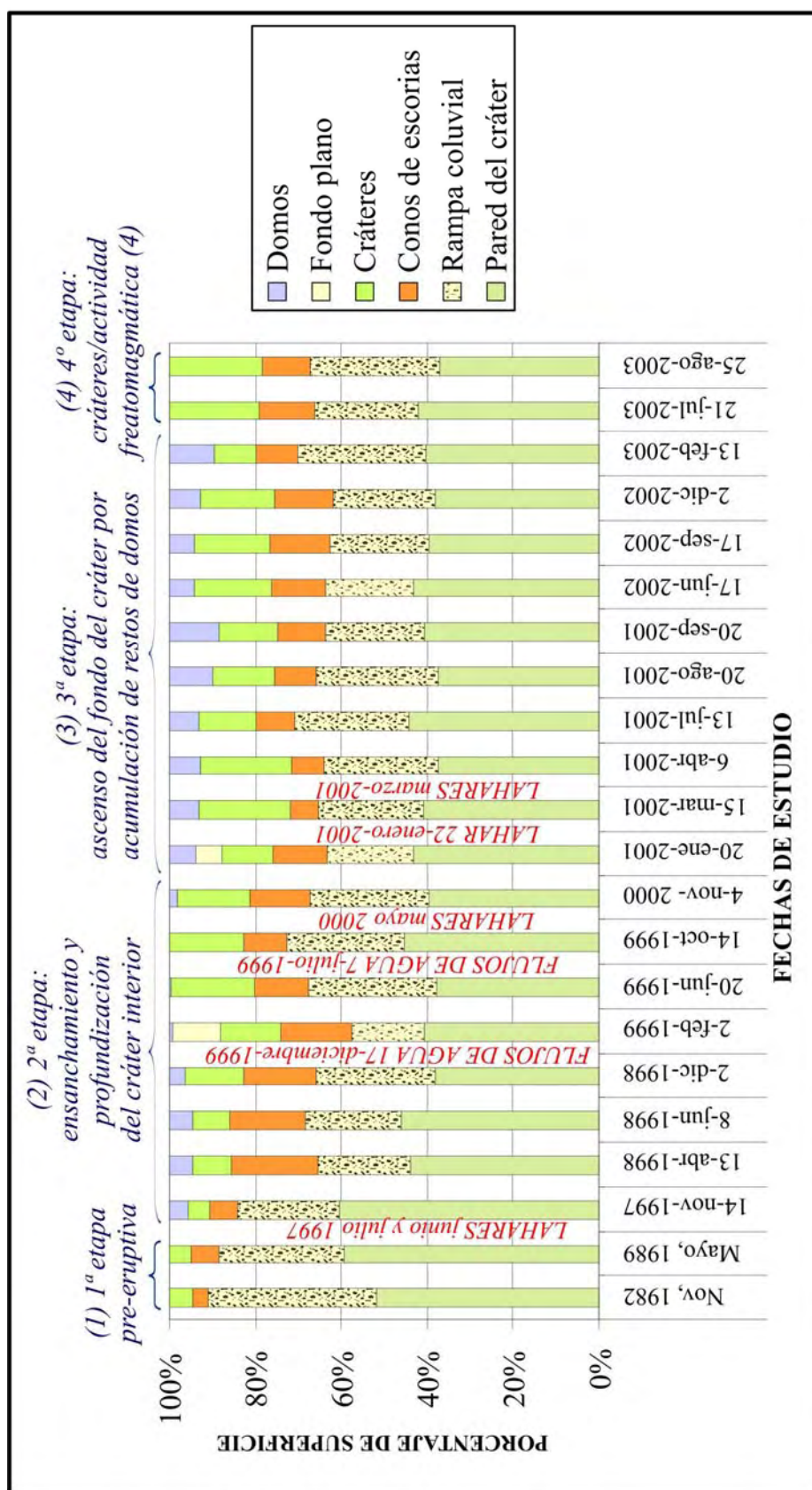


Figura 2.59. Periodización de la evolución morfológica del cráter del Popocatepetl: (1): etapa pre-eruptiva; (2): segunda etapa de ensanchamiento y profundización del cráter interior por destrucción total de pequeños domos; (3): tercera etapa de ascenso del fondo del cráter por acumulación de restos de domos que no son totalmente destruidos; y (4): apertura de cráteres por actividad freatomagmática. En rojo se señalan los lahares y “flujos de agua” reportados por el CENAPRED. El gráfico de barras muestra la distribución de las principales formas según el porcentaje de superficie planimétrica cubierta, en el interior del cráter del Popocatepetl, en las fechas de estudio.

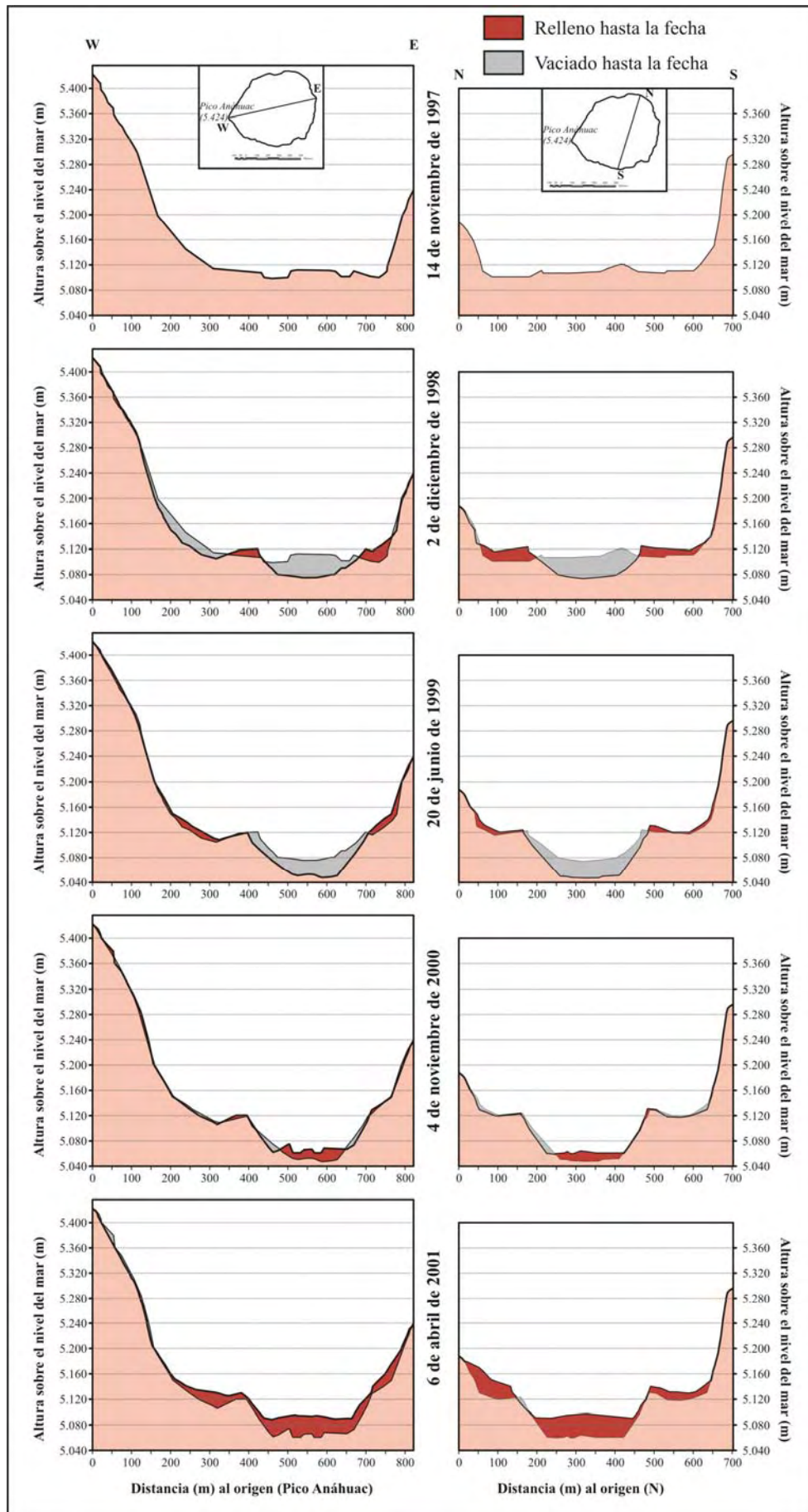


Figura 2.60

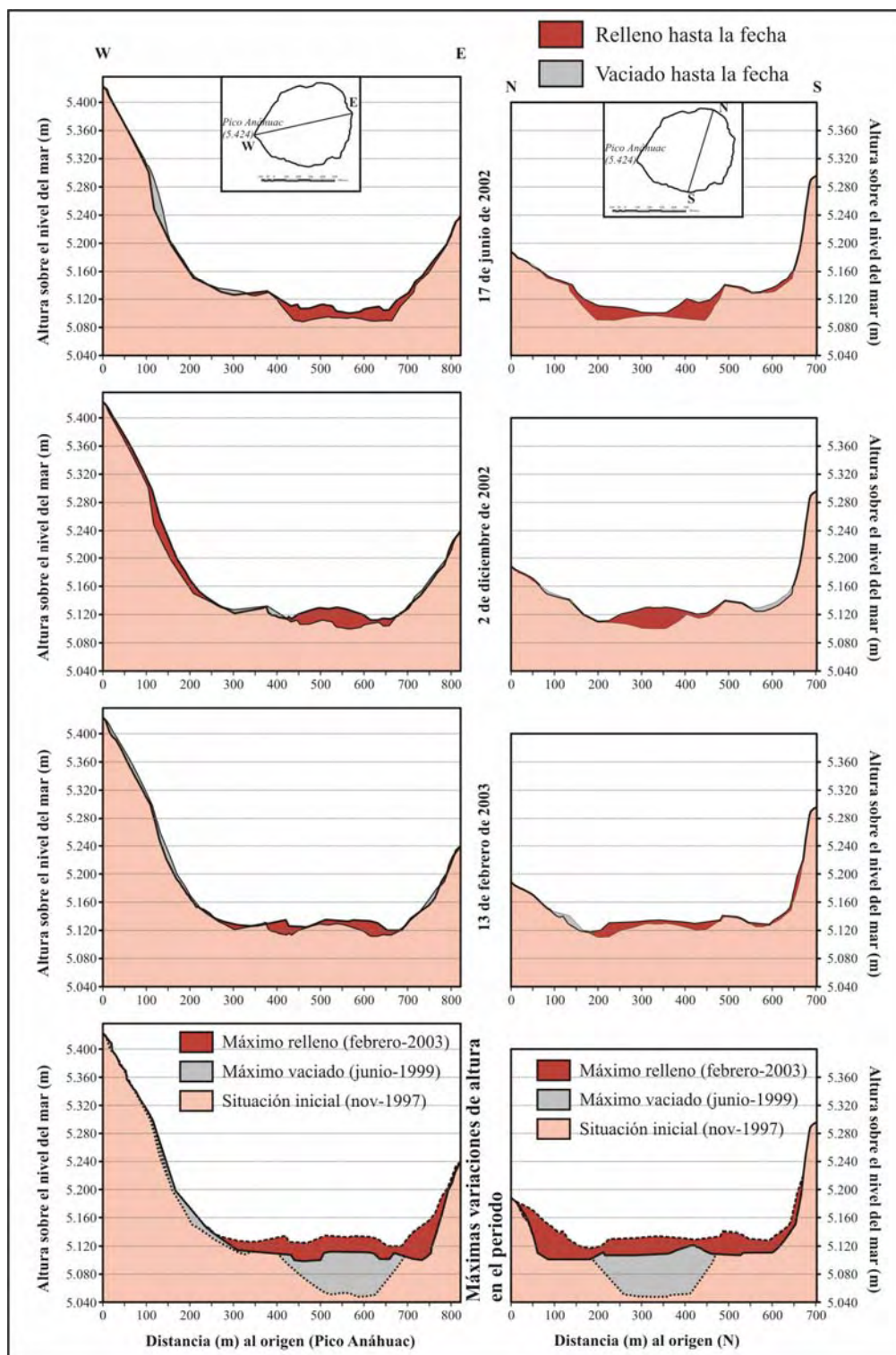


Figura 2.60 (Continuación). Perfiles topográficos del interior del cráter del Popocatepetl para las fechas de estudio, según las líneas marcadas en el esquema de localización, aproximadamente oeste-este (izquierda) y norte-sur (derecha). A partir del 2 de diciembre de 1998 se señala la variación positiva (rojo) y negativa (gris) con respecto a la fecha anterior. La última figura muestra las máximas variaciones de altura respecto de la primera fecha.

La gran explosión del 21 de diciembre de 1994 no supone la inmediata puesta en marcha de un sistema gráfico de seguimiento del volcán, sino que hay que esperar hasta enero de 1996 para obtener la primera fotografía oblicua del interior del cráter y hasta el mes de marzo de ese año para observar un domo en el interior. De esta forma, tan sólo se supone que las anteriores erupciones fueron motivadas por el crecimiento o destrucción de domos en el interior del cráter. Sin embargo, ya entre 1996 y 1997 aparecen referencias en los informes internos del CENAPRED (2001) sobre la existencia de domos y Franco (2005) reconstruye una secuencia de formación-destrucción de cuatro domos de pequeño tamaño. Cabe destacar la destrucción de uno de estos cuerpos de lava entre los meses de junio y julio de 1997. Las explosiones fueron reportadas por el organismo competente los días 14 de junio y 1 de julio, pero no se relacionaron con la desintegración de un domo. Sin embargo, Franco (2005) entiende que existía un domo por las referencias que recoge en la prensa local, haciendo referencia a lava que obstruía los conductos de salida en el cráter. En ambas explosiones, el CENAPRED indicó que el material incandescente cayó sobre la ladera noroeste cubierta por el glaciar, ocasionó su fusión parcial y originó lahares que fluyeron hasta las poblaciones cercanas. Estos flujos son definidos textualmente por la institución como “*los primeros lahares de origen volcánico*”.

Coincidiendo con la publicación diaria de sus informes en Internet, el 24 de agosto de 1997 el CENAPRED (1997-2003) detecta un domo que considera de grandes dimensiones, y que el 3 de septiembre ocupa el 20% de la capacidad del cráter interior. A partir de una foto oblicua (Figura 2. 22), este organismo estima que el domo tiene 400 m de diámetro y una superficie de 125.664 m². Suponiendo que estos cálculos sean correctos y comparándolos con las medidas realizadas sobre la fotografía aérea del 14 de noviembre de 1997, donde el domo cubre una superficie de 16.894 m², la tasa de crecimiento entre las dos fechas fue de 4.183 m²/día. Este rápido crecimiento se ve frenado con la actividad explosiva del día 24 de diciembre de 1997 y su destrucción total se produce el 1 de enero de 1998, con una erupción que arrojó una columna de 5 km de altura. En este caso, la pluma se dirigió hacia el sureste y los materiales incandescentes arrojados en sentido opuesto, sólo causaron incendios en la vegetación de la barranca de Nexpayantla.

Inmediatamente se forma otro domo que, según el CENAPRED, se destruye el 21 de marzo de 1998. En la fotografía del 13 de abril de 1998 se observa un resto del antiguo domo y el crecimiento de uno nuevo, con una superficie de 14.239 m². Suponiendo que este último se haya iniciado tras la explosión de marzo, experimentó una tasa de crecimiento de 647 m²/día. Unos meses más tarde, el 8 de junio, el domo ha colapsado parcialmente y crecido (23.037 m²), con una tasa de 284,5 m²/día.

A partir de agosto de 1998 se comienza a formar otro domo, cuya destrucción se inicia el 25 de noviembre. El periodo de formación es más largo esta vez, pero no se poseen datos de sus dimensiones. En la fotografía del 2 de diciembre se distingue un domo colapsado (15.812 m²) y un cráter interno mayor (313 m de diámetro) que el que había el 8 de junio (279 m de eje mayor y 245 m de eje menor). Los datos de la erupción del día 17 de diciembre indican que se produjo una columna de 5 km de altura y balísticos que impactaron calientes sobre el glaciar y generaron flujos de agua (Franco, 2005). No se tienen más datos sobre esos flujos y sus consecuencias ladera abajo, mientras que la magnitud de la erupción sugiere que entre el día 2 de diciembre y la fecha de la explosión tuvo que realimentarse el domo, que aparece colapsado en la primera fecha (Figura 2. 25). La capacidad de transformación de la morfología del cráter de esta erupción queda constatada en la fotografía aérea tomada el 2 de febrero de 1999, donde el complejo volcánico reciente presenta su máxima extensión (42,5% del

cráter total) y se complica con un nuevo cráter interior, donde son visibles dos cuerpos de lava fresca. Sin embargo, el CENAPRED no informa sobre la existencia de un domo hasta el 4 de marzo. La información que ofrece este organismo durante los años 1999 y 2000 es escasa, y aunque en principio pueda parecer que se trata de un periodo de calma, algunos de los datos y la morfología que se observa en las fotografías aéreas sugieren una secuencia muy rápida de formación-destrucción de domos, con explosiones que no permiten el desarrollo de cuerpos de lava grandes. Así el CENAPRED reporta numerosas explosiones que arrojan pequeñas cantidades hasta junio de 1999, momento en el que se aprecia un segundo cráter interior, el resto de un domo y otro incipiente. Tras otra serie de exhalaciones y explosiones leves, cuatro meses después, el centro del cráter interior está ocupado por otro cráter, con lo que las explosiones han sido cuantiosas o de mayor intensidad que lo que se indica. Los informes del CENAPRED para el año 2000, de los que también se documenta Franco (2005), sólo indican la formación de un domo en el mes de febrero que se destruye en mayo y otro que crece y se desmantela en octubre. Pero esta actividad en apariencia apacible, no se corresponde con otros datos o con la morfología que presenta el cráter a finales del año 2000. De esta manera, el domo de febrero de 2000 descrito por el CENAPRED con un diámetro de 50 m y una altura de 11 m (es decir, el equivalente a una superficie de $1.963,5 \text{ m}^2$, similar a los dos pequeños domos del 2 de junio de 1999, Figuras 2.19 y 2.27), parece improbable que generara una explosión con una columna de 5 km de altura, equivalente a una expulsión de 10^7 m^3 , según la escala del VEI, y similar a la sucedida el 1 de enero de 1998. Aunque se indica que la pluma se dirigió hacia el suroeste, esta erupción se relaciona directamente con los lahares que tuvieron lugar días después en la barranca de Huiloac alimentados por las fuertes lluvias (CENAPRED, 1997-2003). Por lo tanto, se constata una información insuficiente en la formación del domo que dio origen a esta erupción y a la alimentación sólida de los lahares de mayo de 2000.

Tampoco parece ser leve la actividad que da lugar a la distribución de formas del 4 de noviembre de 2000 (Figura 2.29), tanto por la variación que ha experimentado el perímetro del cráter interior, como por la aparición de otra oquedad, fruto del desmantelamiento de un domo, y por la generación de un nuevo tapón de lavas en forma de cúpula. De nuevo, la presencia de estas formas con dimensiones relativamente pequeñas (no rellenan todo el fondo del cráter interior) dan idea de un ritmo muy rápido y continuo de construcción-destrucción de domos.

Por lo tanto, la *segunda etapa* (Figura 2.59 (2)) en la evolución morfológica del cráter del Popocatepetl queda enmarcada aproximadamente por las fotografías del 14 de noviembre de 1997 y del 4 de noviembre de 2000, aunque se podría incluir el tiempo comprendido entre el inicio de la actividad y la primera de las fotos aéreas, ya que los informes internos del CENAPRED y los datos recopilados por Franco (2005) apuntan a que la actividad anterior fue similar a la que se relata después con mayor detalle. La actividad volcánica que caracteriza a esta fase da lugar a la construcción y destrucción de domos de lava en el interior del cráter a un ritmo que no permite un gran desarrollo de estos cuerpos y con una intensidad explosiva que impide la acumulación significativa de restos de estas lavas en el fondo del cráter. Se puede establecer la siguiente pauta en la actividad:

- Episodios volcano-sísmicos que indican la fracturación de la roca como resultado de la intrusión de magma o movimientos de fluidos a alta presión.
- Crecimiento en el interior del cráter de un domo de lava, acompañado por algunas emisiones de balísticos y formación de fumarolas de vapor de agua, otros gases y pequeñas cantidades de ceniza.

- Destrucción total del domo en una o varias explosiones.
- Construcción de un nuevo domo en el interior del cráter.

Los cambios morfológicos que afectan al cráter durante estas fechas son respuestas a este tipo de actividad. Las erupciones del 24 de diciembre de 1997, del 1 de enero de 1998 y del 17 de diciembre de 1998 (y probablemente las escasamente documentadas de mayo y octubre de 2000) modifican la distribución de formas en el interior del cráter. De esta manera, entre noviembre de 1997 y de diciembre de 1998 se observa que el complejo volcánico reciente duplica su extensión y diversifica sus formas. El cráter interior se profundiza y su fondo desciende más de 20 m (Figura 2.60), a pesar de que en la última fecha se registra un domo colapsado. Por el contrario alrededor del cráter interno, el resto de las formas aumentan de altura (10-20 m) por acumulación de material. Las paredes exteriores pasan de ocupar el 60,5% del cráter, al 38,3%, en la parte más escarpada, por lo que su pendiente media incrementa su valor en 9°. En conjunto, el balance de pérdidas y ganancias de materiales en el interior del cráter es ligeramente positivo ($0,77 \times 10^6 \text{ m}^3$, Figura 2.46), y la capacidad libre hasta el punto más bajo del borde exterior se reduce en $0,60 \times 10^6 \text{ m}^3$, ya que los principales cambios de espesor se dan por debajo del plano de referencia (Figura 2.60).

Hasta junio de 1999 el cráter interno sigue descendiendo a causa de las continuas explosiones (Figura 2.60), que tan sólo permiten la formación de tapones de lava de pequeñas dimensiones. Por otra parte, el cráter es capaz de retener parte de los productos de esas erupciones, en especial entre la rampa y el cono de escorias interior, donde se llega a formar un relleno plano visible el 2 de febrero de 1999 (Figura 2.26). El balance final equilibra pérdidas y ganancias de material aproximadamente, aunque el espacio libre que queda entre el fondo del cráter y el punto más bajo del borde ha aumentado en $4,41 \times 10^3 \text{ m}^3$, debido a que las mermas se concentran en el fondo del cráter interior (Figura 2.60). Sin embargo, en los 17 meses siguientes el balance general del cráter es negativo y, a pesar de que el crecimiento de un domo en el interior eleva el fondo, se incrementa la capacidad vacía hasta el 98,26% del volumen inicial (Figura 2.58). Las cantidades de material movido, tanto en sentido positivo como en negativo, son menores que en las dos fases anteriores, tal vez debido a la diferente duración del periodo (17 meses en este caso, frente a 12,5 y 6 meses de los anteriores), o a un indicio de cambio en el tipo de actividad volcánica, que anticipa la siguiente fase.

Los lahares producidos durante esta **segunda etapa** muestran relación con la actividad eruptiva del volcán ligada a la destrucción de domos. Así, los flujos de junio y julio de 1997 aparecen vinculados a sendas explosiones, cuyas emisiones cayeron sobre el glaciar y, aunque no se especifica la presencia de un domo ni se indican sus dimensiones, las descripciones de los sucesos parecen indicar la existencia de un taponamiento de lava. Por el contrario, sí se tiene constancia de la destrucción de un domo en la explosión del 1 de enero de 1998 (CENAPRED, 1997-2003) que un mes y medio antes cubría una superficie de 16.894 m^2 y que probablemente se desarrolló aún más hasta el momento de la principal erupción. Sin embargo, no se tiene constancia de que esta emisión alimentara lahares al menos en la barranca de Huiloac, ya que la pluma se dirigió hacia el sureste. Tal vez, los depósitos que provocó en esta ladera fueran evacuados por la red fluvial en la posterior época de lluvias, pero se desconoce este dato.

La siguiente noticia hace referencia a unos “flujos de agua” generados por la fusión del glaciar al recibir los impactos incandescentes de la explosión del 17 de diciembre de 1998, que destruyó un domo de al menos 15.812 m^2 (superficie que presentaba el día 2 de diciembre). Se desconoce la transcendencia que tuvieron estos

flujos ladera abajo, pero se vuelve a hacer patente la importancia de la distribución del material emitido en la columna, como factor que controla el origen de estos flujos. Por el contrario, la explosión del 23 de mayo de 2000, originada por el desmantelamiento de un domo de dimensiones desconocidas, emitió una columna de 5 km de altura que se dirigió hacia el suroeste, y sin embargo en los días posteriores se registraron lahares en la barranca de Huiloac, debidas, según las notas de los informes oficiales, a la gran cantidad de material acumulado en las cabeceras durante la reciente erupción y a las abundantes lluvias. En este caso, la dirección del viento no determinó una distribución favorable para la acumulación en la cabecera de Huiloac, situada en la ladera norte, pero los lahares se relacionaron con este hecho. Se desconoce si en la cara suroeste del volcán se produjeron lahares o si en algún momento el viento cambió y se produjo una deposición en la ladera norte.

La *tercera etapa* (Figura 2.59 (3)) que se distingue en la evolución morfológica del cráter del Popocatepetl se inicia con el desarrollo del mayor domo producido en el presente periodo eruptivo según Guevara *et al.* (2003). Estos autores estiman el volumen del domo del 19 de diciembre de 2000, entre 15 y $19 \times 10^6 \text{ m}^3$ y consideran que si hubiera seguido creciendo a un ritmo de $180\text{-}200 \text{ m}^3/\text{s}$, 20 horas más tarde hubiera rebosado el punto más bajo del borde del cráter. Por otra parte, la capacidad del cráter calculada con ArcGis con el modelo digital de elevaciones obtenido a partir de la restitución de la fotografía aérea del 4 de noviembre de 2000 es de $17,6 \times 10^6 \text{ m}^3$, por lo que de mantenerse en enero de 2001 esta situación, el cráter no hubiera podido albergar un domo de $19 \times 10^6 \text{ m}^3$. Para ello, las explosiones registradas en diciembre de 2000 tendrían que haber agrandado el cráter interior en $15,8 \times 10^6 \text{ m}^3$ ($1,4 \times 10^6 \text{ m}^3$, para que al menos cupiesen los $19 \times 10^6 \text{ m}^3$ del domo, más $14,4 \times 10^6 \text{ m}^3$ vacíos que retuvieran una extrusión máxima de $200 \text{ m}^3/\text{seg}$ durante 20 horas, antes de su desbordamiento) Pero parece improbable que un VEI de 3 alcanzado en la erupción del 12 de diciembre evacuara esa cantidad de material. Por lo tanto, parece más apropiada la cantidad, que se estima como volumen mínimo, de $15 \times 10^6 \text{ m}^3$, aunque bastarían 4 horas seguidas con una emisión de $180 \text{ m}^3/\text{s}$, para que se produjera el desbordamiento. Aunque tal vez, esta es la situación que sugieren Valdés *et al.* (2001) cuando apuntan que el domo estuvo a punto de rebosar el cráter en su punto más bajo.

La explosión del 24 de diciembre de 2000 (columna de 5 km de altura), parece que no destruye completamente el domo y sigue creciendo, o bien se emplaza otro nuevo durante el mes de enero. El CENAPRED no vuelve a hacer referencia a ningún domo, sino que sólo informa de continuas exhalaciones y emisiones de ceniza. Sin embargo en la fotografía del día 20 de enero de 2001 (Figura 2.31) aparece una estructura domática de 24.949 m^2 . Dos días después de produjo una explosión que emitió una columna de 8 km sobre la cima y desalojó $10^7\text{-}10^8 \text{ m}^3$ de material. La columna colapsó hacia el noroeste y provocó flujos piroclásticos que barrieron el glaciar y viajaron entre 4 y 6 km por las gargantas proglaciares. El agua procedente de la fusión de la superficie del glaciar y parte del material de los flujos piroclásticos se convirtieron en un lahar que recorrió 15 km y se paró a 2 km de la población de Santiago de Xalitlintla.

La fotografía aérea posterior a esta explosión (15 de marzo de 2001, Figura 2.32) muestra que la erupción modificó la morfológica del cráter interior ensanchándolo hacia el este, mientras que la extensión de las paredes se reduce a favor de a acumulación en las rampas, en especial en el sector noroccidental, hacia donde colapsa la columna de piroclastos del día 22 de enero. El domo presente ocupa una mayor extensión que en enero (26.829 m^2 , Figura 2.19), pero en fechas posteriores reduce su crecimiento a una

tasa de $97,45 \text{ m}^2/\text{día}$, hasta el 6 de abril, cuando presenta un hundimiento en forma de corona.

La actividad eruptiva ligada al crecimiento de estos grandes domos tiene como consecuencia la elevación del fondo del cráter interior (Figura 2.60), de forma que en abril de 2001 el punto más bajo del cráter alcanza aproximadamente la altitud que tenía en noviembre de 1997. Este hecho contribuye a pensar que los grandes domos no se destruyen totalmente en las erupciones, a pesar de la elevada intensidad de alguna de ellas, sino que suponen una acumulación de material en el interior. También los piroclastos que caen directamente al cráter y el material arrancado de las paredes, que se acumulan principalmente en las rampas, contribuyen al relleno, por lo que en total se acumula un volumen de material de $3,9 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Figura 2.46). Con esto, se reduce considerablemente el espacio entre el fondo del cráter y el punto más bajo del borde del cráter exterior, que constituye el 78,37% del volumen inicial (Figura 2.58).

En realidad, el domo visible el 15 de marzo o el 6 de abril es el primero de una serie de 7 domos (Franco, 2005) que se crean y desmantelan hasta mayo de 2002, con la peculiaridad de que ocupan una gran superficie del cráter interior y no se destruyen totalmente. Así, por ejemplo, en la fotografía del 20 de agosto de 2001 se cartografía un cuerpo de lava de $40.353,8 \text{ m}^2$ (Figuras 2.19 y 2.35) en el que se distinguen dos unidades según el aspecto más antiguo (1) o más fresco (2) de las lavas y la topografía de su superficie más plana (1) o abombada (2). La actividad precedente parece indicar que durante el mes de julio se produjo una desgasificación, más que una destrucción del domo por completo, por lo que se van superponiendo las formas. El 13 de agosto el CENAPRED estima la superficie del domo en $28.354,87 \text{ m}^2$, lo que supone una tasa de crecimiento de $1.757,28 \text{ m}^2/\text{día}$, hasta el día 20. Un mes más tarde las dimensiones de las lavas se incrementan hasta ocupar $45.219,1 \text{ m}^2$, con un crecimiento de $350,08 \text{ m}^2/\text{día}$, pero con una estructura más compleja por la aparición de un arco colapsado. El domo se hunde días después según la información del CENAPRED, pero en noviembre se vuelve a extrudir lava fresca sobre los restos anteriores. Aunque se producen algunas manifestaciones explosivas que destruyen violentamente parte del domo, en todos los documentos gráficos se pueden observar lavas de domos anteriores cubiertas por lavas recientes, oscuras y rugosas, que forman una nueva cúpula. Así, se aprecia en las fotografías del 17 de enero y del 29 de abril de 2002 (Figura 2.37) con domos recientes sobre restos colapsados o en la fotografía del 17 de junio de 2002 (Figura 2.38), donde tras las explosiones más violentas de mayo, todavía se aprecian una superposición de formas. Hasta esta fecha, el 70,5% del área del cráter se eleva una media de 8,46 m, en especial, el área ocupada por los domos, con espesores que sobrepasan los 20 m. De nuevo la capacidad libre se ve reducida en un volumen considerable y queda al 66,36% del volumen vacío inicial (Figura 2.58).

Entre junio y septiembre de 2002 la actividad se reduce a exhalaciones de pequeñas cantidades de ceniza relacionadas con el lento colapso del domo. Sin embargo, a principios de diciembre del mismo año el CENAPRED observa la presencia de un domo, del que no indica su inicio ni explica si es una reactivación del anterior, pero le asigna unas dimensiones de $6.361,73 \text{ m}^2$ (190 m de diámetro) inferiores a las medidas sobre la fotografía aérea (28.989 m^2 , Figura 2.19). En el MDE este cuerpo tiene una altura de unos 20 m y si se supone que el domo se asemeja a un casquete esférico, su volumen sería de $0,29 \times 10^6 \text{ m}^3$. Esta cantidad es superior al espacio vacío que se pierde por debajo del plano de 5.180 m de altitud entre junio y diciembre de 2002 ($0,26 \times 10^6 \text{ m}^3$) y que se reduce al 64,94% de la situación inicial, ya que hay que tener en cuenta otras modificaciones, como el descenso de espesor que sufren en cono de piroclastos y las rampas (Figura 2.60).

El domo visible el 2 de diciembre sigue aumentando su extensión según los reportes emitidos por el CENAPRED, aunque el día 11 las dimensiones que ofrece el este organismo del cuerpo de lava son similares a las obtenidas sobre la fotografía aérea del día 2, ya que indica un diámetro de 180 m. De todas formas, el domo no sobrepasa la superficie que presenta su sucesor el día 13 de febrero de 2003 (41.311 m², Figura 2.19), ya que los restos del domo de diciembre, visibles tras la explosión del día 18 de diciembre (Figura 2.41) quedan ocultos bajo las nuevas emisiones de lava que tienen lugar en enero y febrero de 2003. Esta última cúpula de lavas ya ha sufrido una merma en el momento de realizar la fotografía, aunque de forma no violenta como característica de esta etapa. Como resultado, entre diciembre de 2002 y febrero de 2003 se produce de nuevo un relleno por debajo del nivel de desbordamiento (5.180 m s.n.m.) y la capacidad libre hasta este plano se reduce al 62,58% de la inicial.

Según esto, la **tercera etapa** en la evolución morfológica del cráter del Popocatepetl (Figura 2.59 (3)) se desarrolló aproximadamente entre noviembre de 2000 y febrero de 2003 y está caracterizada por una actividad poco violenta, a excepción de la erupción del 22 de enero de 2001. Esta actividad se centra fundamentalmente en la formación de cuerpos de lava que rellenan el cráter exterior y en la destrucción parcial de los mismos, mediante procesos de desgasificación, exhalaciones de ceniza y explosiones con emisiones de pequeñas cantidades de material. La excepción se produce en el inicio de esta etapa, precisamente cuando se incrementa la velocidad de emisión de lavas (180-200 m³/s, según el CENAPRED) y crece el mayor domo hasta el momento. A pesar de la fuerte explosión, parte del domo engrosa el fondo del cráter y sobre sus restos irán desarrollándose otros de grandes dimensiones, que ya no serán desmantelados con la misma violencia. La secuencia de actividad en estos casos se puede sintetizar en los siguientes pasos:

- La emisión de lavas hacia el exterior viene anunciada, igual que en la etapa anterior, por episodios de tremor armónico que indican movimientos de fluidos a alta presión.
- Acumulación de gran cantidad de lava en el interior del cráter acompañada de exhalaciones de vapor de agua, otros gases y pequeñas cantidades de ceniza.
- Procesos de desgasificación de la lava acumulada mediante exhalaciones y explosiones poco destructivas, que acaban por colapsar el domo.
- Nuevo ascenso de lavas que cubren los restos del antiguo domo.

Se observa que desde el inicio de esta etapa la acumulación de lavas en el fondo del cráter aumenta su superficie debido a que las explosiones no tienen la suficiente intensidad para evacuar esa cantidad de material. Sin embargo, el cuerpo central experimenta una reducción en mayo de 2002, cuando una serie de explosiones seguidas destruyen el perímetro del domo visible en el mes de abril (Figura 2.37.B) y su lugar queda ocupado por un cráter poco profundo, donde no se pueden reconocer las características rugosas de la lava, ya que en realidad el anillo exterior prominente del domo queda cubierto por los productos de la explosión, formando un nuevo cono de escorias. En fechas posteriores se establece de nuevo la misma pauta de crecimiento del domo y en febrero de 2003 su superficie ha superado a la que presentaba en agosto de 2001.

En esta etapa, la destrucción de domos está relacionada con los lahares desencadenados en enero de 2001, cuando la columna de 8 km de altura sobre el cráter colapsó sobre la ladera noroeste y generó un flujo de piroclastos que barrió la superficie del glaciar ocasionando un deshielo parcial. El agua de fusión se mezcló con los

piroclastos recientes y fluyó por la barranca de Tenenepanco-Huiloac hasta detenerse 2 km antes de la población de Santiago Xalitiztla (Capra *et al.*, 2004). Después de este flujo, no se encuentra otra referencia sobre lahares, salvo en el mes de marzo de 2001, cuando el CENAPRED indica que se produjeron “*flujos de lodo por deshielo*”. Debido a la gran cantidad de material emitido en la explosión de enero y que se depositó en la cabecera de la barranca de Huiloac, no es de extrañar que durante la primavera y la época de lluvias de ese año las aguas de fusión y de las precipitaciones evacuaran los piroclastos dispuestos de forma tan inestable en unas pendientes muy pronunciadas. Por otra parte, hay que añadir que el lahar primario, que se produjo inmediatamente después de la explosión, sólo afectó al eje de Tenenepanco-Huiloac, mientras que los piroclastos mantearon toda la cabecera, es decir, también las barrancas de la Espinera, Tepeteloncocone y Tepetelonhuehue y sus interfluvios. Además, durante los trabajos de campo de 2002 se encontraron depósitos de lahares posteriores al evento de enero de 2001, que se relacionan con lahares secundarios (ver capítulo 5).

Por último, las dos últimas fotografías que constituyen la serie de análisis muestran morfologías completamente distintas a las analizadas hasta el momento, en estrecha relación con una actividad que no había tenido lugar hasta la fecha: explosiones freatomagmáticas. Según los reportes del CENAPRED el crecimiento de domos y su desmantelamiento parcial se mantiene hasta el 1 de julio de 2003, momento en el que se produce la primera explosión de origen freatomagmático. Durante el mes de junio se registraron episodios de tremor ligados a la emisión de lavas que alimentaban un nuevo domo. Pero esta actividad reaccionó con el agua procedente de las copiosas lluvias y que se recogían en el cráter. Se produjeron explosiones prácticamente a diario durante ese mes que dieron como resultado una morfología deprimida en escalones, a modo de cráteres encajados unos en otros, como la que se observa en la fotografía del 21 de julio de 2003 (Figura 2.44). La sucesión de estas explosiones no sólo evacuó las lavas acumuladas de los domos anteriores, sino que impidieron que se produjeran nuevas acumulaciones, razón por la cual no se ve ningún domo en el interior del cráter. La actividad explosiva disminuye durante el mes de agosto y el día 25 de ese mes se puede apreciar un relleno de las oquedades internas. Se desconoce que capacidad de evacuación tuvo esta actividad, ya que estas fotografías no se pudieron restituir para comparar su topografía con la situación anterior. De todas formas, este corto periodo de tiempo constituye la **cuarta etapa** en la evolución morfológica del cráter, ya que presenta características completamente diferentes provocadas por un distinto tipo de actividad.

4.2.- Comparación de los resultados con otros estudios.

La mayoría de los trabajos sobre el actual periodo eruptivo del Popocatepetl hacen referencia a las características sísmico-volcánicas de su actividad, desde el punto de vista geofísico. Excepto los informes del CENAPRED que aportan alguna descripción sobre la morfología del interior del cráter o las dimensiones de los domos, muy pocas investigaciones tienen en cuenta la geomorfología del cráter para explicar los efectos de la actividad volcánica. El primer estudio que hace referencia a cambios morfológicos y mediciones en el interior del cráter es de Cruz-Reyna *et al.* (1998), que analiza la evolución del cráter entre 1996 y la erupción de enero de 1998. A pesar de que parten de la información ofrecida por fotos oblicuas y aéreas, no explican el método que utilizan para realizar la cartografía o las mediciones de los cambios observados en el interior. De cualquier forma, los datos que aportan en el crecimiento del domo visible en el fotograma del 14 de noviembre de 1997, parecen estar de

acuerdo con los obtenidos en esta investigación. Así, indican que la parte alta del domo se encuentra a 5.105 m el 10 de octubre y el día 22 está a 5.115 m. En el MDE generado para el 14 de noviembre, la parte más alta del domo se encuentra a 5.110 m, cifra acorde con las anteriores, si notamos que el domo ha comenzado a colapsar.

Por otro lado, Cruz-Reyna *et al.* (1998) parten de la hipótesis de que la capacidad del cráter desde el fondo hasta el punto más bajo del borde era aproximadamente de $35 \times 10^6 \text{ m}^3$ al inicio de la actividad eruptiva. Para realizar esta estimación se apoyan en las dimensiones del borde del cráter exterior, con forma elíptica y con ejes mayor y menor de 820 m y 650 m, la localización del punto más bajo del borde del cráter exterior (5.180 m s.n.m.), la altura del punto más bajo del interior del cráter (4.963 m) y la elevación media del interior del cráter (5.030 m s.n.m.). De estos datos, tan sólo la altitud del punto más bajo del cráter exterior coincide con la medida sobre los MDE, mientras que los ejes del borde exterior presentan unas distancias reducidas a la horizontal de 823 m (para el eje mayor de este a oeste entre el Pico Anáhuac y la cota de 5.245 m) y de 686 m (para el eje mayor de norte a sur). De cualquier forma, hay que tener en cuenta que los límites del cráter inferior no marcan el límite de desbordamiento, sino que este viene dado por la intersección del plano horizontal a la altura 5.180 m y las paredes del cráter (Figura 2.17).

Suponiendo una capacidad libre de $35 \times 10^6 \text{ m}^3$, Cruz-Reyna *et al.* (1998) estiman que entre marzo de 1996 y octubre de 1997 el cráter se rellena con $9,5 \times 10^6 \text{ m}^3$ y entre octubre y noviembre de 1997 se incrementa en $1,5 \times 10^6 \text{ m}^3$, por lo que en la última fecha el espacio vacío hasta el borde desbordamiento es de $24 \times 10^6 \text{ m}^3$. Los cálculos realizados en esta investigación con el MDE, restituído sobre la fotografía aérea del 14 de noviembre de 1997, indican que en esa fecha la capacidad del cráter hasta el plano horizontal de 5.180 m es de $17,9 \times 10^6 \text{ m}^3$. Por lo tanto, la coincidencia de los resultados sugiere que Cruz-Reyna *et al.* (1998) estimara por exceso la capacidad de la situación inicial, ya que tuvieron en cuenta el perímetro total del cráter exterior y no la línea que dibuja la altura de desbordamiento. Tal vez los autores hayan calculado la capacidad total del cráter y luego la trataron como si fuera el espacio comprendido entre el fondo y el límite de desbordamiento.

Martín-Del Pozo *et al.* (2003) realizan esquemas geomorfológicos del interior del cráter para el 4 noviembre de 2000, 23 diciembre de 2000, 20 de enero de 2001 y 15 de marzo de 2001, para relacionar las anomalías magnéticas con la existencia de un domo. A pesar de que cartografía las formas sobre las fotografías sin corregir, se aprecia que el domo dibujado el 4 de noviembre de 2000, es mucho mayor que el estimado aquí. Esto es, porque los autores consideran como un único domo el espacio ocupado por lava fresca en forma de cúpula (lo que se cartografía como domo en la Figura 2.29), más un pequeño cráter interior y su cono de escorias, que son restos de un domo anterior. Para el 20 de enero de 2001, los autores consideran domo todo el cráter interior y parte del cono de escorias, aunque solamente dibujan grietas de distensión circulares en la parte del domo activa, es decir, lo que se considera únicamente como domo aquí (Figura 2.31). Por último, el esquema que realizan sobre la fotografía del 15 de marzo de 2001, se corresponde plenamente con la cartografía de la figura 2.33.

Los esquemas que presentan Martín-Del Pozo *et al.* (2003) cumplen el objetivo de relacionar la morfología con las anomalías magnéticas registradas en el Popocatepetl. Si en un próximo estudio se quieren poner en relación las tasas de crecimiento de los domos y con las anomalías magnéticas, con el objeto de predecir situaciones futuras, se tendrían que realizar los cálculos sobre fotografías corregidas y sobre cartografías más precisas.

El único trabajo en el que se realiza un seguimiento de las morfologías que se desarrollan en el interior del cráter del Popocatepetl es el de Tanarro *et al.* (2005). Estos autores interpretan 10 pares de fotografías aéreas de diferentes fechas y derivan mapas geomorfológicos a través de técnicas CAD. Este estudio se basa además en la obtención de una serie de medidas de superficies de formas y de los diámetros de los domos y cráteres interiores. En la presente investigación se emplean las fotografías aéreas de las mismas fechas, entre otras, y se obtienen cartografías muy similares. Las únicas diferencias significativas en la interpretación de formas se localizan en la cartografía generada para el 20 de enero de 2001, donde Tanarro *et al.* (2005) consideran que existe un cráter interno en lugar de un domo, y para el 17 de septiembre de 2002, donde los autores delimitan un domo de grandes dimensiones, mucho mayor que el cartografiado en esta investigación. En el resto de cartografías las dimensiones de los domos y de los cráteres interiores calculadas por Tanarro *et al.* (2005) difieren entre el 2% y el 10% con las obtenidas en la presente investigación.

4.3.- Validación del método.

Las técnicas empleadas para el estudio del interior del cráter de distintos volcanes en el mundo varían desde las más sofisticadas y precisas de percepción remota hasta la simple visualización directa. En el caso del Popocatepetl, el acceso al cono superior no es posible debido a su elevado grado de peligrosidad, por lo que el conocimiento del interior del cráter pasa por el empleo de técnicas remotas de obtención de datos.

En grandes estratovolcanes como el St. Helens (EE.UU) o las Soufriere Hills (Montserrat) se emplean técnicas punteras en las medidas de las variaciones que puedan presentar sus formas. En ambos casos se cuenta con una red de puntos de control a partir de los cuales se pueden realizar medidas exactas o se pueden emplear para referenciar con máxima precisión las fotografías aéreas. En el caso del Popocatepetl no existe una red parecida o puntos con coordenadas conocidas en el terreno y visibles desde el aire, para realizar correcciones y referenciaciones precisas del material fotográfico. En el presente trabajo se ha recurrido a una ortofoto (INEGI, 1983) para localizar puntos que no hubieran sufrido modificaciones y fueran identificables en todos los fotogramas. A pesar de la laboriosidad de esta operación, el resultado final siempre hay que interpretarlo con un margen de error no cuantificable y achacable a la subjetividad de la persona que realiza las observaciones.

Por otra parte, los trabajos realizados a partir de interpretación de fotografías aéreas y fotogrametría han ofrecido resultados muy aceptables en el conocimiento de la evolución morfológica de los volcanes (Donnadieu *et al.*, 2003), además de ser un recurso relativamente económico. El resto de imágenes y productos obtenidos con otros sensores resultan menos accesibles y más caros, si bien ofrecen resultados más precisos. Así, la utilización de la tecnología LIDAR para la obtención de modelos de elevación, resulta óptima en cuanto a la resolución ofrecida, como lo demuestran los trabajos realizados en el St. Helens (Haugerud *et al.*, 2004a; y Haugerud *et al.*, 2004b) y en Soufriere Hills (SAC, 2007) para calcular el volumen de los domos de lava. Como desventaja, hay que notar que esta técnica resulta especialmente costosa, por lo que su empleo no cumpliría la premisa de esta investigación de utilizar técnicas económicamente asequibles.

Otras imágenes, como las del Landsat ofrecen en este caso poca información debido a su resolución espacial (30 m, excepto en la banda térmica), mientras que las del SPOT, con mejor resolución espacial (10 m), resultan costosas. Los modelos de

elevaciones creados para el Popocatepetl en otros estudios (Huggel *et al.*, 2005 y 2008) derivados de la restitución de imágenes ASTER o de la interferometría SAR del SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) presentan resoluciones espaciales de 30 y 90 m respectivamente, que resultan menores a las obtenidas por restitución de fotografías aéreas convencionales (10 m).

En relación con las imágenes utilizadas, otro aspecto que hay que valorar es la resolución temporal, es decir, la disponibilidad temporal de fotografías. Mientras que las imágenes de satélite se producen en intervalos fijos, la realización y comercialización de las fotografías aéreas depende de la toma de decisiones de un organismo, en el caso del volcán Popocatepetl, de la Secretaría de Carreteras y Transportes dependiente de la Dirección General de Carreteras Federales de México. A pesar de que esta institución ha valorado como una prioridad la toma de imágenes de este volcán por encontrarse activo y presentar una serie de amenazas a la población circundante, no se puede fotografiar el volcán en cualquier momento. Por el contrario, existen condiciones poco favorables para la toma de imágenes (nubosidad, actividad volcánica, corrientes convectivas...) además de otras circunstancias que sólo atañen al organismo y que no se pueden valorar desde aquí (decisiones políticas, económicas...). En este sentido, se advierte la falta de fotografías aéreas verticales justo antes del inicio de la actividad eruptiva y durante el comienzo de esta (p.e. desde 1992), con las cuales poder valorar la relación entre la actividad y los cambios morfológicos que tuvieron lugar en el cráter. Serían también de suma utilidad imágenes anteriores o posteriores a los principales eventos eruptivos o lahares, como por ejemplo fotografías tomadas durante el crecimiento del domo de mayo de 1997 y las posteriores a su destrucción en junio y julio de ese año. Igualmente interesante sería poder disponer de fotografías pertenecientes a la segunda mitad de 1999 y al año 2000, periodo que en los informes del CENAPRED aparece descrito como de escasa actividad, pero que según los datos recabados en otras fuentes y por las modificaciones sufridas en el cráter durante ese tiempo, no parece haber sido tan tranquilo. De esta manera se tienen noticias de lahares en julio de 1999 y mayo de 2000, además de que en noviembre de 2000 el cráter interior ha aumentado su superficie y alberga mayor número de formas.

Por otra parte, se ha visto que no todas las fotografías pueden ser restituidas para generar MDE, ya que no cumplen los requisitos para ello: verticalidad, datos técnicos completos, área cubierta similar, buen contraste y claridad. Tan sólo se ha realizado la operación con 8 pares de los 22 disponibles y con intervalos temporales diferentes. En este sentido, hubiera sido de suma utilidad disponer de un MDE de la fotografía de julio o agosto de 2003, para cuantificar el material evacuado por las últimas explosiones y la capacidad hasta el punto de desbordamiento.

Otra desventaja es el hecho de que no transcurra el mismo tiempo entre las fotografías, tanto en las empleadas para la cartografía geomorfológica como en las utilizadas para generar los MDE, hace que los resultados no se puedan comparar entre sí directamente y se tengan en cuenta lapsos intermedios desiguales.

En cuanto a la realización de cálculos morfométricos a partir de la información topográfica proporcionada por las distintas fuentes, los recientes estudios han confirmado la utilidad de las técnicas tradicionales en topografía, como el tratamiento de la información en programas de diseño asistido por ordenador (CAD), y han validado las nuevas herramientas que ofrecen los SIG, muy eficaces no sólo para realizar cálculos de superficies y volúmenes, sino para relacionar esta información con otras variables espaciales y temporales. En el primer caso, se puede citar el trabajo de Tanarro *et al.* (2005) que emplean el módulo Descartes de MicroStation para corregir y georreferenciar fotografías aéreas y cartografías geomorfológicas, con el fin de calcular

posteriormente las áreas y realizar diversas consultas sobre dimensiones de las formas. En el segundo caso, la comparación de modelos de elevación del terreno en un SIG resulta útil para calcular las variaciones de volumen entre dos momentos determinados, así como para obtener una visualización más próxima a la realidad en tres dimensiones. De esta forma trabajan Kaye y Frank (2002) para calcular el volumen total del volcán Mauna Loa (Hawaii) partiendo de los modelos digitales de elevación aéreos y subacuáticos, Schilling *et al.*, (2006) para analizar los cambios sufridos en el cráter del St Helens, y Procter *et al.* (2006) para estimar la cantidad del material que encierra el domo del Egmont (Nueva Zelanda) en la actualidad y cuál era la capacidad del domo inicial. Estos estudios han confirmado la validez de las técnicas fotogramétricas y SIG que se emplean en la presente investigación.

4.4.- Conclusiones.

Entre noviembre de 1997 y febrero de 2003 se ha observado que las formas construidas-destruidas por la reciente actividad volcánica, han ido ganando superficie en el interior del cráter, en detrimento de las paredes, que quedan relegadas a las partes más escarpadas y elevadas (con el consiguiente aumento de pendiente), y de las rampas coluviales, que también se estrechan y ocupan posiciones topográficas más altas. En todo el periodo de estudio, el 80% de la superficie del cráter ha incrementado su altura en una media de 22,36 m, con una adicción de material aproximada de $7,1 \times 10^6 \text{ m}^3$. Este relleno se produce fundamentalmente en la parte más baja del cráter, es decir, la ocupada por el complejo volcánico reciente. Por esa razón, el espacio libre entre el fondo del cráter y el punto más bajo del borde se reduce, y el 13 de febrero de 2003 se estima en $11,21 \times 10^6 \text{ m}^3$. En esta fecha, un escenario como el desarrollado en el mes de diciembre de 2000, daría como resultado el desbordamiento del cráter.

El análisis al que han sido sometidas las 22 tripletas de fotografías aéreas ha dado como resultado la distinción de cuatro periodos, de desigual duración, en los que la geomorfología del cráter muestra una clara relación con el tipo de actividad dominante. Se establecen así las siguientes etapas:

- **Etapas pre-eruptiva:** Hasta el inicio del presente periodo eruptivo en diciembre de 1994, las fotografías aéreas de noviembre de 1982 y mayo de 1989 caracterizan un periodo en el que dominan procesos no volcánicos, con un gran desarrollo de las paredes del cráter exterior y de las rampas coluviales, mientras que el cráter interior, de fondo plano, va siendo colmatado.
- En la **segunda etapa**, el complejo volcánico reciente gana extensión y **el cráter interior se ensancha y profundiza**, en relación con el crecimiento de domos de pequeño tamaño, que se destruyen casi por completo. Esta fase se desarrolla entre el inicio del actual periodo eruptivo y noviembre de 2000. Entre el 14 de noviembre de 1997 y el 2 de diciembre de 1998, el cráter se profundiza, pero el cono y las rampas aumentan su altura por acumulación de material, por lo que el espacio comprendido bajo la isohipsa de 5.180 m se reduce a una tasa del $47.694,75 \text{ m}^3/\text{mes}$. Desde diciembre de 1998 hasta noviembre de 2000, se produce el mayor vaciamiento del cráter interior y la capacidad del cráter hasta el punto de desbordamiento se ve incrementada a razón de $12.331,65 \text{ m}^3/\text{mes}$.
- La **tercera etapa** está caracterizada por el **ascenso del fondo del cráter** debido a la acumulación de material y se extiende desde la fotografía de noviembre de 2000 (donde el domo que aparece posiblemente sea el inicio del gran domo de diciembre de 2000) hasta el comienzo de la actividad fretomagmática de julio de

2003. A partir de la fotografía tomada en noviembre de 2000, se observa un cambio cuantitativo en la emisión de lava que alimenta los domos, de forma que se desarrollan cuerpos de lava mayores que no son desmantelados por completo por la actividad explosiva. Por otra parte, a pesar que durante este periodo se produce la erupción más potente, el 22 de enero de 2001, domina una actividad no violenta de exhalaciones de gases y emisiones de pequeñas cantidades de ceniza que originan colapsos en los domos. El mayor incremento se produce por la adicción de los domos de diciembre de 2000 y enero de 2001, cuando la capacidad hasta el punto más bajo del borde del cráter exterior se reduce a un ritmo de 712.869,22 m³/mes. En toda la etapa, entre noviembre de 2000 y febrero de 2003, el espacio libre hasta el límite de desbordamiento disminuye a razón de 102.900,72 m³/mes.

- La **cuarta etapa** viene definida por el desarrollo de actividad fretomagmática que abre **cráteres interiores** escalonados. Este tipo de explosiones tienen lugar durante el mes de julio de 2003 y se hacen menos frecuentes durante el mes de agosto, donde la última fotografía disponible muestra ya síntomas de relleno de los cráteres interiores. Se desconoce la cantidad de material evacuado y qué capacidad quedó libre hasta el punto de desbordamiento.

En el seguimiento de la evolución del cráter mediante los MDE se ha observado un relleno generalizado del fondo del cráter interior, a pesar, de que en un primer momento se produjera un vaciado. A partir de estos resultados, si se supone que la actividad se mantiene igual que en los 5 años y 3 meses analizados, con un ritmo de relleno de 106.455,12 m³/mes, a partir de febrero de 2003, el fondo alcanzaría el nivel de desbordamiento en 8,78 años. Por otro lado, si se mantiene la situación de febrero de 2003, un escenario como el que desarrolló el domo de diciembre de 2000 acabaría con el desbordamiento de las lavas por la ladera nororiental del volcán.

En cuanto al método empleado, hay que notar que las técnicas de fotointerpretación y fotogrametría convencional, además del uso de herramientas SIG para cálculos de variaciones espaciales y temporales, ya han sido validadas en trabajos recientes referidos a áreas volcánicas, aunque tan sólo unos cuantos se centren específicamente en el seguimiento de lo que sucede en el interior de los cráteres, como se ha analizado en la introducción de este capítulo. Por lo tanto, el procedimiento metodológico en sí se puede aceptar como válido para realizar una observación continuada de los cambios morfológicos del cráter y relacionar estas modificaciones con el tipo de actividad volcánica y el inicio de lahares. Sin embargo, en la aplicación práctica del método se han encontrado algunas dificultades y aspectos mejorables, que dependen de las características del área de estudio; de la cantidad y calidad del material de trabajo; y de la accesibilidad al mismo. De esta manera, en el caso que nos ocupa sólo existe un organismo que proporciona de forma oficial las fotografías aéreas, por lo que la investigación tiene que ceñirse a unas existencias de imágenes determinadas. Tampoco todas las fotografías son válidas para la realización de la cartografía geomorfológica del interior del cráter, por causas de escala o mala visibilidad, ni para su rectificación y referenciación geográfica, por presentar una fuerte inclinación respecto a la vertical, con lo que se restringen las fechas de estudio. Así, determinados momentos no se han podido analizar con la profundidad que se han tratado otros, aunque revistieran sumo interés por la proximidad temporal de algún lahar documentado. Esto ha sucedido con la situación de mediados del año 1997, cuando se produjeron importantes flujos en la barranca de Huiloac en los meses de junio y julio, pero de la

que no se posee ninguna imagen aérea vertical del interior del cráter y, por lo tanto, no se ha podido extraer ninguna relación objetiva entre la morfología del cráter, la actividad eruptiva y el origen de los lahares. De igual manera, no se ha podido determinar si la actividad volcánica influyó o no en la formación de los lahares de mayo de 2000, ya que no se tienen fotografías entre octubre de 1999 y noviembre de 2000, y la información oficial es muy escasa.

Otra de las dificultades se ha encontrado a la hora de referenciar las fotografías y las cartografías realizadas por medio de fotointerpretación, ya que para el área de estudio no existe una red de puntos de control establecidos a partir de la red geodésica y visibles desde el aire. A falta de estos elementos precisos, se empleó la ortofoto a escala 1:20.000 de noviembre de 1982 (INEGI, 1983), para localizar puntos de control visibles en todas la fotografías. El procedimiento no sólo alargó el proceso, sino que introdujo un error de subjetividad en la percepción y localización de los puntos, que se estimó en 4 m (ver apartado 2.1.C). Si bien se consideró que las fotografías transformadas así tenían todas el mismo error de localización y por lo tanto eran comparables entre sí (Sanjosé *et al.*, 2004), este tratamiento no permite realizar comparaciones con otras cartografías o fotografías corregidas según otras técnicas y limita las posibilidades de continuación del trabajo con otro tipo de imágenes o técnicas de referenciación más precisas.

La creación de MDE mediante restitución topográfica también estuvo condicionada por la calidad de las imágenes, por lo que al final sólo se pudo realzar el proceso con 8 de las fechas posibles. Por una parte, esto originó periodos de análisis desiguales con intervalos entre 17 y 2,5 meses de duración, por lo que se han calculado tasas mensuales y las comparaciones se han tenido que hacer con esa salvedad. Por otro lado, las fotografías apropiadas para realizar las restituciones no cubren todo el periodo de estudio ni son las más representativas. Así, hubiera resultado muy apropiado manejar el MDE de junio o agosto de 2003, para determinar qué variación en volumen supuso la actividad freatomagmática detectada en las últimas fechas.

Por último, cabe destacar que el método propuesto se adapta a la premisa impuesta en esta investigación referida al uso de técnicas asequibles tanto económicamente, como en la facilidad de manejo.

Capítulo 3: Seguimiento del retroceso glaciar debido a la acción volcánica. El caso del glaciar del Popocatepetl (1994-2003)

“...me hallaba tocando un grande fronton de nieve que por su mucho diámetro manifestaba hallarse formada alli de tiempo inmemorial: ¿puede proponerse alguna causa que haya liquidado aquella nieve? La causa de congelacion en aquel sitio es constante, debe serlo su efecto.”
José Antonio de Alzate y Ramírez, 1789.

1.- INTRODUCCIÓN

1.1.- Objetivos y estructura de la experimentación

Además del material no consolidado, para que se genere un lahar se requiere aporte de agua (Vallance, 2000), que puede tener distintos orígenes como se apuntó en el capítulo 1. La literatura otorga una cierta importancia al origen del agua en la formación del lahar, de manera que las clasificaciones de lahares se diversifican en función de la procedencia del agua y su relación con la actividad eruptiva principal, con otros procesos volcánicos (alteración hidrotermal, calor geotérmico, deformación del terreno por intrusión de magmas) y no volcánicos (deslizamiento de laderas, meteorización, terremotos...).

La fusión de hielo glaciar o de acumulaciones de nieve se considera como la principal fuente de agua que ha ocasionado los lahares más catastróficos en época histórica, independientemente de la intensidad de la erupción asociada (Major y Newhall, 1989). El ejemplo más trágico lo constituyen los lahares generados tras la erupción de 1985 del Nevado de Ruiz (Colombia), clasificada tan sólo con un VEI de 3, que produjeron miles de víctimas humanas y daños en las propiedades valorados en millones de dólares (Waitt *et al.*, 1983; Major y Newhall, 1989). El mismo origen tuvieron los lahares producidos en las laderas del Mt. Rainier (EE.UU) y que superaron los 100 km de recorrido hace 500 años (Pierson, 1985).

De esta manera, los glaciares alojados en la parte superior de los conos volcánicos pueden aportar el agua necesaria para la formación de un lahar mediante un proceso que genere la fusión repentina del hielo. Partiendo de esta premisa, resulta sumamente útil conocer en cada momento las características de esos cuerpos de hielo, cuantificar su extensión y estimar la cantidad de agua que pueden contener. Con este objetivo se plantea en esta investigación una metodología para establecer un seguimiento y cuantificación de los cambios que sufren los glaciares instalados en conos volcánicos. El procedimiento propuesto tiene en cuenta además dos condiciones de partida: la inaccesibilidad de estos glaciares y el retroceso generalizado de las masas de hielo por causas climáticas. Respecto a la primera circunstancia, hay que notar que los glaciares en el medio tropical se desarrollan por encima de los 4.000 m s.n.m., donde las condiciones climáticas son propicias, pero el acceso resulta complicado. Si a esto se le añade la peligrosidad que entraña una situación de actividad volcánica, el acercamiento físico al glaciar para estudiar sus características resulta casi imposible. Por esta razón, la metodología planteada se apoya en la aplicación de técnicas modernas de observación remota, ampliamente aceptadas por la comunidad científica en el estudio de glaciares de alta montaña (Kääb *et al.*, 2005).

Por otra parte, de forma generalizada se ha observado que los glaciares han experimentado una regresión en todo el mundo desde el final de la PEH (periodo

comprendido en el siglo XVII y la segunda mitad del XIX) y nuestros días (WGMS, 2008) El informe del World Glacier Monitoring Service (WGMS, 2008; organismo creado en 1986, cuyo objeto es compilar observaciones de cambio de volumen, área y longitud de los glaciares del mundo) indica que los glaciares han retrocedido desde el máximo holoceno de la PEH, con pérdidas máximas en las décadas de los cuarenta y cincuenta, y observa que la fusión de hielo se ha acelerado desde 1986 hasta la actualidad. A pesar de esto, también se aprecia que, en escalas de tiempo cortas, algunos glaciares de montaña han experimentado reavances y también se ha observado una gran variabilidad entre cuerpos de hielo próximos (WGMS, 2008). Los retrocesos observados se han interpretado como la respuesta a un cambio global del clima. De esta manera, se ha llegado a reconstruir la historia térmica de distintas regiones del mundo basándose en las mediciones del retroceso de los glaciares (Oerlemans, 2005). Por otra parte, han adquirido suma relevancia los estudios referidos a glaciares del ámbito tropical, ya que se consideran los indicadores más sensibles ante las fluctuaciones del clima (Kaser y Osmaston, 2002).

Manejando estas hipótesis, el objetivo principal de la presente investigación plantea una metodología válida para el seguimiento y cuantificación de los cambios del retroceso de glaciares alojados en el cono superior de estratovolcanes tropicales. La aplicación de las técnicas propuestas se lleva a cabo en un glaciar afectado por la actividad volcánica, la masa de hielo alojada en la ladera noroccidental del volcán Popocatepetl, y se compara con la evolución que ha experimentado un glaciar cercano, el glaciar de Ayoloco, instalado en la ladera occidental del Iztaccíhuatl, considerado como un volcán dormido. Las características de las áreas de experimentación las hacen especialmente adecuadas para ser el campo de ensayo de esta metodología, a la vez que condicionan los métodos de trabajo empleados. Así, el volcán Popocatepetl se encuentra en un periodo de actividad que se inició en 1994 y hasta la fecha las autoridades mantienen un área de acceso prohibido de un radio de 10 km del cráter del volcán. Esto imposibilita el acercamiento al glaciar que queda dentro del área cerrada al paso, pero, por el contrario, la reciente actividad despierta el interés por conocer lo que sucede en el cono superior y el CENAPRED se ha surtido de una colección de fotografías aéreas en las que se incluye el área glaciada. En cambio, la última referencia de actividad en el volcán Iztaccíhuatl se ha datado en 0,08 Ma (Nixon, 1989), y desde entonces ha permanecido dormido, lo que ha permitido una buena conservación de sus frentes morrénicos. La ausencia de actividad permite el paso hasta el área de cumbres, donde se localizan los glaciares, con la única limitación de la resistencia física de quien realiza el trabajo de campo. Pero, al contrario que su vecino Popocatepetl, el Iztaccíhuatl no ha tenido un seguimiento fotográfico tan minucioso, por lo que la serie de fotografías aéreas es más corta y no coincide con las fechas de toma de imágenes del Popocatepetl.

Considerando las características de las áreas de experimentación se han propuesto los siguientes objetivos parciales:

- Relacionar las variaciones del glaciar del Popocatepetl con la actividad volcánica.
- Establecer una vinculación entre las variaciones del glaciar con la producción de lahares en el presente periodo eruptivo.
- Comparar los retrocesos experimentados por el glaciar Popocatepetl y dos glaciares alojados en las cumbres de un volcán dormido próximo, los glaciares Ayoloco y Atzintli en el Iztaccíhuatl.

- Validar el método mediante la comparación de los resultados con otros obtenidos por otros autores.
- Valorar las condiciones actuales de los glaciares en relación a una futura actividad y sus consecuencias en el aporte de agua a posibles lahares.

Según las premisas iniciales y los objetivos propuestos se formula una metodología y se aplica a las áreas de experimentación elegidas (Figura 3.1). Los resultados se comparan con los obtenidos por otros estudios en un proceso de discusión que además sirve para validar el método empleado. Por último, se extrae una serie de conclusiones referidas tanto a los logros conseguidos en la aplicación de las técnicas a las áreas concretas de experimentación, como a la adecuación de los procedimientos utilizados.

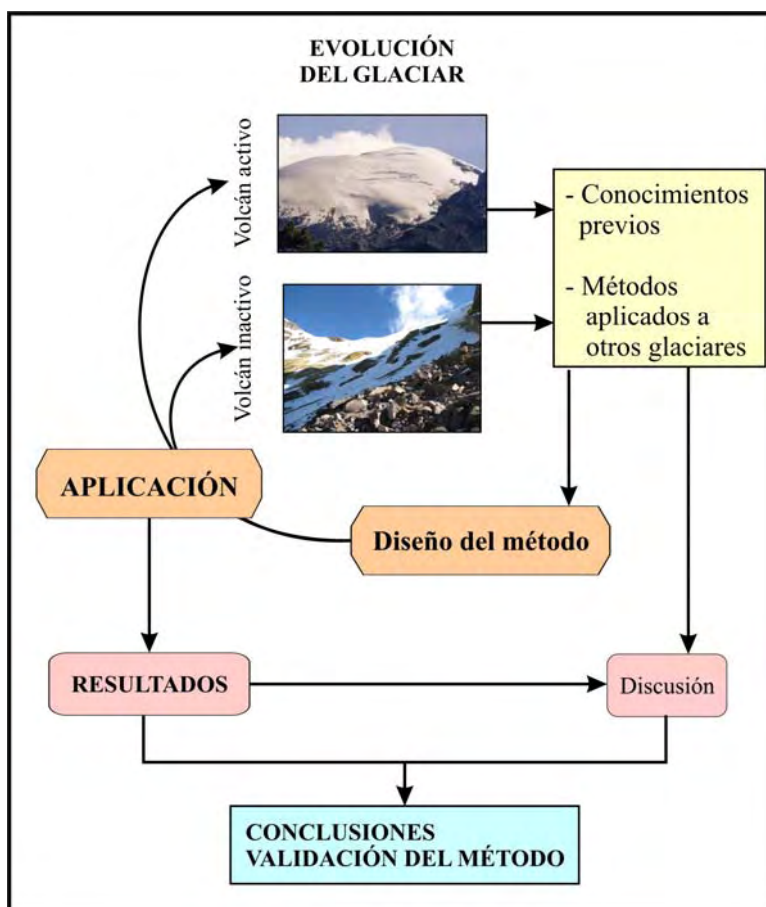


Figura 3.1. Esquema de la investigación para el seguimiento del retroceso de un glaciar por influencia de la actividad volcánica y su relación con el origen de los lahares.

1.2.- El retroceso de los glaciares: revisión metodológica

Los glaciares son un componente esencial de la cultura y del paisaje de las regiones polares y de alta montaña, y en ocasiones son las únicas fuentes de agua dulce para la agricultura, la industria y el uso doméstico, además de ser un elemento económico importante del turismo y de la producción hidroeléctrica. Aunque por otra parte, también están relacionados con graves peligros naturales. Los glaciares y las capas de hielo continental cubren el 10% de las tierras emergidas, si bien en las etapas más frías llegaron a revestir una superficie tres veces mayor (Paterson, 1994; Benn y Evans, 1998), y contienen tres cuartas partes de los recursos de agua dulce total (Reinwarth y Stäblein, 1972). La preocupación por la desaparición de estos valiosos

almacenes de agua ha llevado a la comunidad científica a aumentar y mejorar el conocimiento de los glaciares, en especial en la última década, cuando los programas de seguimiento del cambio climático han incluido entre sus principales indicadores el retroceso de las masas de hielo (GCOS, 2004). Las fluctuaciones de un glaciar, no influido por cubierta de escombros, ruptura de bloques de hielo o avalanchas, se consideran reacciones al cambio climático. Haeberli y Hoelzle (1995) reconocen dos medidas en los glaciares como indicadores del cambio climático: la variación en longitud, como respuesta indirecta y con cierto retardo, y el balance de masa, como respuesta directa y rápida a las condiciones atmosféricas anuales. Los balances de masa de diferentes glaciares, presentan buenas correlaciones con los retrocesos en longitud y con las variaciones de temperatura del aire, salvo en el caso de *surges* (Lliboutry, 1974; Schöner *et al.*, 2000; Greene 2005).

Pero el interés por mantener un control sobre los glaciares de manera sistémica a nivel mundial comienza mucho antes que la preocupación por los efectos del cambio climático. En 1894 se funda la Commission Internationale des Glaciers durante el Sexto congreso Internacional de Geología en Zurich (Suiza), que comienza a realizar publicaciones anuales con observaciones cualitativas de distintos glaciares, a excepción de los localizados en los Alpes y en Escandinavia, de los que ya se poseía información cuantitativa. Después de la Primera Guerra Mundial, las publicaciones son menos frecuentes, hasta que desde 1986 se sistematizan con la publicación quinquenal del World Glacier Inventory (WGI), por el World Glacier Monitoring Service (WGMS) (Haeberli, 1998).

Las técnicas de medida y observación de los glaciares han ido variando en el tiempo. Así en 1895, Forel ilustra los principios básicos de trabajo de campo para tomar medidas de los glaciares (distancia y dirección) a partir de puntos fijos, con brújula y cinta métrica. La comparación de los valores obtenidos en años consecutivos indica los cambios horizontales que ha sufrido el *terminus* del glaciar. Las medidas topográficas directas han ido haciéndose más precisas a lo largo del tiempo con el empleo de instrumentos más sofisticados, como las técnicas de posicionamiento global (Haeberli, 2007). También el cálculo del balance de masa se ha hecho más preciso a lo largo del tiempo, a pesar que desde 1945 se emplea el método glaciológico directo, basado en el establecimiento de una red de estacas para medidas de ablación y fosos para el control de acumulación de nieve (Holmlund y Jansson, 2005). Gerbaux *et al.* (2005) señalan la existencia de errores sistemáticos en este método, que pueden ser corregidos con técnicas geodésicas para elaborar mapas precisos de la topografía del glaciar cada cierto tiempo.

Las nuevas técnicas de percepción remota también se han ido incorporando a la observación de los glaciares, desde el empleo de fotografías terrestres (p.e. Brecher y Thompson, 1993) y aéreas (p.e. Welch y Howarth, 1968; Benson y Follet, 1986; Baltsavias *et al.*, 1996; Kääb, 2005), hasta el análisis de imágenes de satélite, especialmente por la posibilidad de derivar MDE a partir de ellas y calcular diferencias de alturas entre dos momentos. En este sentido, surgió la iniciativa GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space) en 1995 con el objeto de inventariar y observar las variaciones de los glaciares en todo el mundo mediante imágenes captadas por sensores desde el espacio (Kääb *et al.*, 2002; Bishop *et al.*, 2004). Toda la información ha sido compilada recientemente gracias a los SIG (Raup *et al.*, 2007) con el objetivo de hacer más manejable la colección de datos y de que ésta sea fácilmente distribuida.

La serie más larga de observaciones es la producida en los glaciares de Escandinavia (WGMS, 2008), tal vez por la relevancia que tienen los glaciares y sus variaciones en la vida de sus pobladores (el 15% del agua dulce proviene de cuencas

glaciares, que también proporcionan el 98% de la electricidad). Se poseen datos en documentos históricos y aquí se comenzaron a realizar los cálculos de balance de masa para glaciares enteros y de forma sistemática desde 1946. Después de su máxima extensión en el siglo XVIII y las fluctuaciones del XIX, los glaciares escandinavos comenzaron a retroceder con reavances entre 1910 y 1930, en la segunda mitad de los años setenta y alrededor de 1990 (Grove, 2004). Este último avance se frenó a principios de este siglo y los glaciares en general, continuaron retrocediendo, a excepción de algunos casos que ganaron masa debido a su carácter marítimo (Andreassen *et al.*, 2005).

En Europa Central también se ha prestado una gran atención a los glaciares, tal vez porque en los Alpes se encuentra la principal fuente de abastecimiento de agua dulce para una gran masa de población, que depende de ellos para el desarrollo de su agricultura, industria y turismo. Los glaciares de los Alpes, Pirineos y Cáucaso alcanzaron su máximo a mediados del siglo XIX y desde entonces han retrocedido de manera generalizada, con algunos reavances observados en 1890, 1920 y 1970-1980 (Zemp *et al.*, 2007). Algunas de las medidas realizadas señalan que el retroceso se incrementó durante la década de los ochenta y alcanzó su máximo en el año 2003 con pérdidas anuales de 5-10% del volumen (Zemp *et al.*, 2005).

En Norteamérica, las series de observación son más cortas, pero muestran de igual manera una reducción general a partir del máximo avance de la PEH. En especial, desde mediados de la década de los setenta los cálculos de balance de masa revelan una acusada pérdida de hielo (p.e. Josberg *et al.*, 2007; Demuth *et al.*, 2008).

En la zona tropical, el estudio del retroceso de los glaciares resulta especialmente interesante si se considera que esta franja es la “zona de acumulación” del sistema energético terrestre, es decir, recibe un exceso de energía solar que después se equilibra con el resto de la atmósfera de la Tierra. Si los glaciares de las montañas tropicales han sobrevivido durante miles de años, por qué ahora corren un elevado riesgo de desaparecer. Así, los glaciares que se encontraron a mediados del siglo pasado en tres montañas de la isla de Papua (Indonesia), a principios de este siglo ya se han extinguido, excepto el Puncak Jaya, que en 2002 todavía tenía una superficie de 3 km² (Grove, 2004; Klein y Kincaid, 2006). Los retrocesos de los glaciares de África Oriental son similares y muestran grandes pérdidas en la primera mitad del siglo XX (Kaser y Osmaston, 2002; Cullen *et al.*, 2006). El glaciar Lewis (Mt. Kenya) ha reducido su masa de 7,7 km³ en 1978 a 0,3 km³ en 2004 (Hastenrath y Polzin, 2004).

Para los Andes existe una buena documentación sobre el retroceso de los glaciares -p.e. el glaciar Quelccaya estudiado por Thompson, *et al.* (1993); los glaciares de Huascaran, por Byers (2000) y Kaser y Osmaston, (2002); el glaciar Zongo (en el Huayna Potosí, Bolivia), tratado por Wagnon *et al.* (1999); el glaciar del Chacaltaya, por Francou *et al.* (2003); los glaciares del Coropuna, en Perú, por Bromley *et al.* (2009), Úbeda (2007) y Úbeda *et al.* (2005 y 2006); los hielos del complejo Ampato (Perú), por Alcalá (2007) y Alcalá *et al.* (2005 y 2006)- desde que alcanzaron su máxima extensión entre finales del siglo XVII y principios del XIX (Villalba, 1994). El último informe del WGMS (2008) se lamenta de la escasez y poca duración de las series de datos de estos glaciares, para cuyo estudio se encuentran grandes problemas de acceso y de financiación (Casassa *et al.*, 2007). En esta cordillera, el Campo de Hielo del Norte de Patagonia, es el conjunto mejor conocido, con pérdidas de 3,4% de su superficie entre 1942 y 2001 y una importante recesión de sus lenguas (Casassa *et al.*, 2007). Por otra parte, la comunidad científica reclama una mejora en el conocimiento de los glaciares de los Andes Centrales, teniendo en cuenta que son la única fuente de abastecimiento de agua potable para una población en aumento, que están localizados

en una región árida y que la mayoría se encuentran alojados sobre volcanes, muchos de ellos activos, por lo que también poseen un importante componente de peligrosidad (Úbeda, 2007; Casassa *et al.*, 2007).

1.3.- Estudios previos sobre los glaciares del complejo volcánico Popo-Izta

De acuerdo con los estudios de Vázquez-Selem y Heine (2004) el máximo avance de los glaciares de México, anterior al Holoceno, tuvo lugar hace 20.000 y 17.500 años AP. Para conseguir estas dataciones los autores se han fijado en las secuencias morrénicas del volcán Iztaccíhuatl que son visibles en las laderas del volcán, gracias a que desde hace 0,08 Ma (Nixon, 1989) permanece dormido. En cambio, en el Popocatepetl las huellas glaciares más antiguas son las dejadas por el avance de la PEH que alcanzó su máxima extensión en el siglo XIX (White, 1981), como atestiguan las morrenas que flanquean las principales gargantas proglaciares (Figura 3.2), y alcanzan una altitud mínima de 4.150 m s.n.m. Este desarrollo glaciar estuvo propiciado por una relativa calma volcánica. No existen referencias precisas sobre la extensión de los glaciares del Popocatepetl en documentos históricos, aunque se encuentran comentarios sobre la existencia de heleros, nieves perpetuas o ventisqueros en los relatos de los exploradores españoles que ascendieron al Popocatepetl en el siglo XVI (Cortés, 1942; Díaz del Castillo, 1492-1581) y de naturalistas del siglo XVIII (Alzate, 1789). Las primeras reseñas precisas sobre los glaciares del Popocatepetl se encuentran en las descripciones de los ascensos al volcán durante el siglo XIX (Hernández-Sosa, 1948, que narra el ascenso de los hermanos Glennie en 1827; Pérez, 1857; von Mentz, 1980, que compila los ascensos de von Muller en 1857; Lavarriere, 1858; Dollfus, 1870). Según estas, el límite inferior del glaciar se encontraba a una altitud de 4.600 m en su flanco oriental y no existía una depresión entre el frente de hielo y la morrena frontal, por lo que Palacios (1996, 1998) interpreta que el glaciar seguía avanzando. Pero en todos estos escritos no se considera que estos cuerpos de hielo fueran glaciares y así, Aguilera y Ordóñez (1895) reconocen la existencia de una acumulación de nieve en la barranca del Ventorrillo (que actualmente se denomina Tenenepanco) que “*presenta los caracteres de hielo de ventisquero*” (congesta) y describen la existencia de pulimento y estrías de origen glaciar, pero no indican su cronología. A partir del siglo XX, la información va siendo cada vez más precisa y abundante, y se apoya en fotografías. De esta manera, la fotografía tomada por Anderson en 1906 (publicada en 1910) muestra que el frente del glaciar se encontraba a 4.250 m, separado de la acumulación de materiales que se situaba a 4.150 m, lo que indica un retroceso reciente (Palacios, 1996). La fotografía de Melgarejo (1910) confirma que la recesión continúa, ya que muestra el *terminus* del glaciar a 4.330 m. Con el inicio de una nueva etapa eruptiva en 1920, los geólogos que estudian la actividad volcánica se dan cuenta de la existencia de un área glaciada (Waitz, 1921) y muestran su inquietud por el posible “derrumbamiento del ventisquero” (Weitzberg, 1923), cuya mínima altitud alcanzaba los 4.335 m. De hecho, la actividad volcánica aceleró el proceso de reducción del glaciar, cuyo frente siguió retrocediendo posteriormente por causas climáticas y se localizó a 4.650 m en 1945 y a 4.671 m en 1957 (Palacios, 1996).

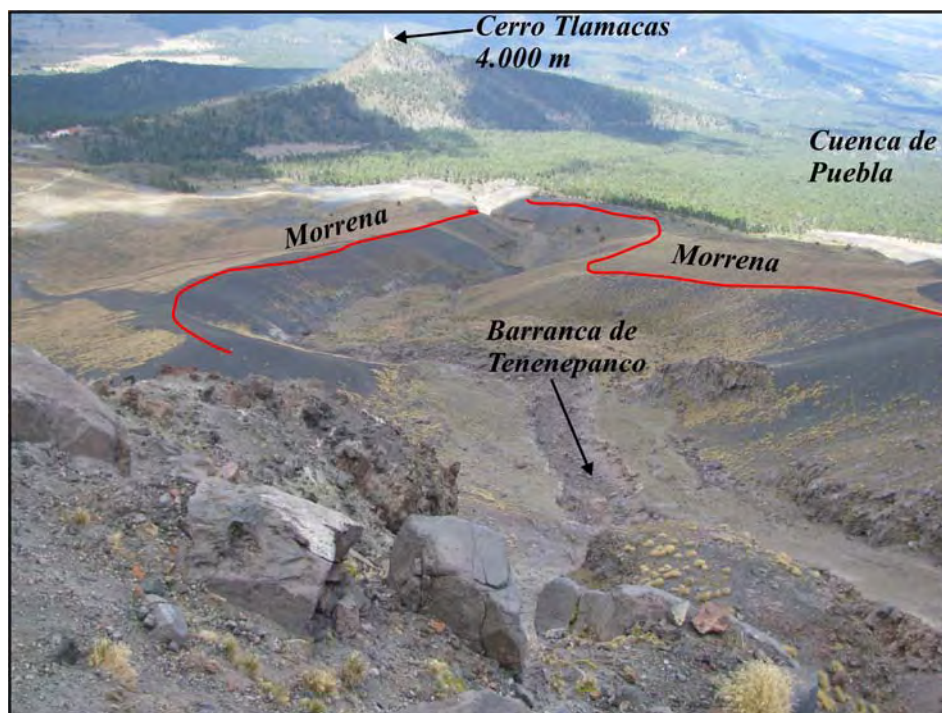


Figura 3.2. Fotografía tomada desde la base del Pico del Fraile en la cara norte del Popocatepetl, donde se aprecian las morrenas de la PEH de flanquean la barranca de Tenenepanco (antiguamente denominada del Ventorrillo). (Fotografía: D. Palacios, octubre-2008).

En 1954, White publica el primer trabajo de glaciología sobre las masas de hielo del Popocatepetl, donde refleja sus observaciones personales y describe el régimen del glaciar. Pero hay que esperar hasta 1964 para que vea la luz el inventario de los glaciares de México realizado por J.L. Lorenzo y su equipo, con motivo del Año Geofísico Internacional (1957-58). Las estimaciones de Lorenzo (1964) sitúan el final del glaciar a 4.690 m en 1958, aunque el propio autor indica que la cubierta de nieve imprime a la estimación un error de 20 m de altura. En el trabajo de Lorenzo (1964) se recoge además una cartografía (Figura 3.3) de la extensión de los tres glaciares, Noroccidental, Ventorrillo y Norte, en 1958 y se indica que cubrían una superficie de 95.000 m², 435.000 m² y 190.000 m² (en total 0,72 km²). El autor describe que el glaciar del Ventorrillo comenzaba en el borde norte del cráter, a unos 5.200 m, tenía 800 m de longitud, con un gradiente de 640 m/km. Para estas fechas White (1981) da unos valores de espesor de 40 m en 1951 y 30 m en 1958 a unos 5.030 m de altura en el glaciar del Ventorrillo. White (1981) indica en su estudio que desde 1958 a 1968 el límite del glaciar se mantuvo alrededor de 4.700 m y observa en una fotografía aérea de 1968 una “protuberancia” de hielo en la lengua encajada en la barranca del Ventorrillo (en la actualidad denominada de Tenenepanco). En la década siguiente, el glaciar experimentó un avance, ya que White (1981) aprecia en la fotografía aérea de marzo de 1978 que la lengua del glaciar se ha extendido hasta los 4.600 m s.n.m. en una forma lobulada que presenta un escarpe frontal de unos 100 m. Delgado (1997) relaciona este aumento de la masa del glaciar con un periodo de temperaturas más bajas. En los años 80 el glaciar comenzó un nuevo retroceso y para 1982 Delgado (1997) distingue dos glaciares, Noroccidental y Ventorrillo, con 0,106 km² y 0,453 km² respectivamente. Ambos glaciares comparten el área de alimentación y se distinguen únicamente porque el primero vierte a la cuenca de México, y el segundo a la cuenca de Puebla (Delgado, 1996 y 1997). En su inventario basado en observaciones de campo realizadas entre 1977

y 1982, Delgado (1996 y 1997) ya no reconoce el glaciar Norte de Lorenzo (1964) y lo cartografía como un “*campo de suelos permanentemente congelados*” de 0,069 km² de extensión, junto a los campos de Yancuecole (0,043 km²), Las Cruces (0,119 km²) y Coyotes (0,008 km²). Incluso ya califica de pasivo al glaciar Noroccidental, compuesto por hielo negro y sin grietas, cuya cota inferior sitúa en 5.060 m en 1982 (Delgado, 1997).

Desde diciembre de 1994, la actividad eruptiva del Popocatépetl ha acelerado considerablemente el proceso de desaparición del glaciar (Palacios, 1996, 1998; Palacios y Marcos, 1998; Huggel y Delgado, 2000; Julio y Delgado, 2003). Mediante técnicas fotogramétricas Huggel y Delgado (2000) calcularon que el glaciar en 1996 tenía un área de 0,54 km², mientras que en 1999 se redujo a 0,42 km². Por el mismo procedimiento, Julio y Delgado (2003) señalan que en diciembre de 2000 la superficie del glaciar se había reducido hasta los 0,255 km².

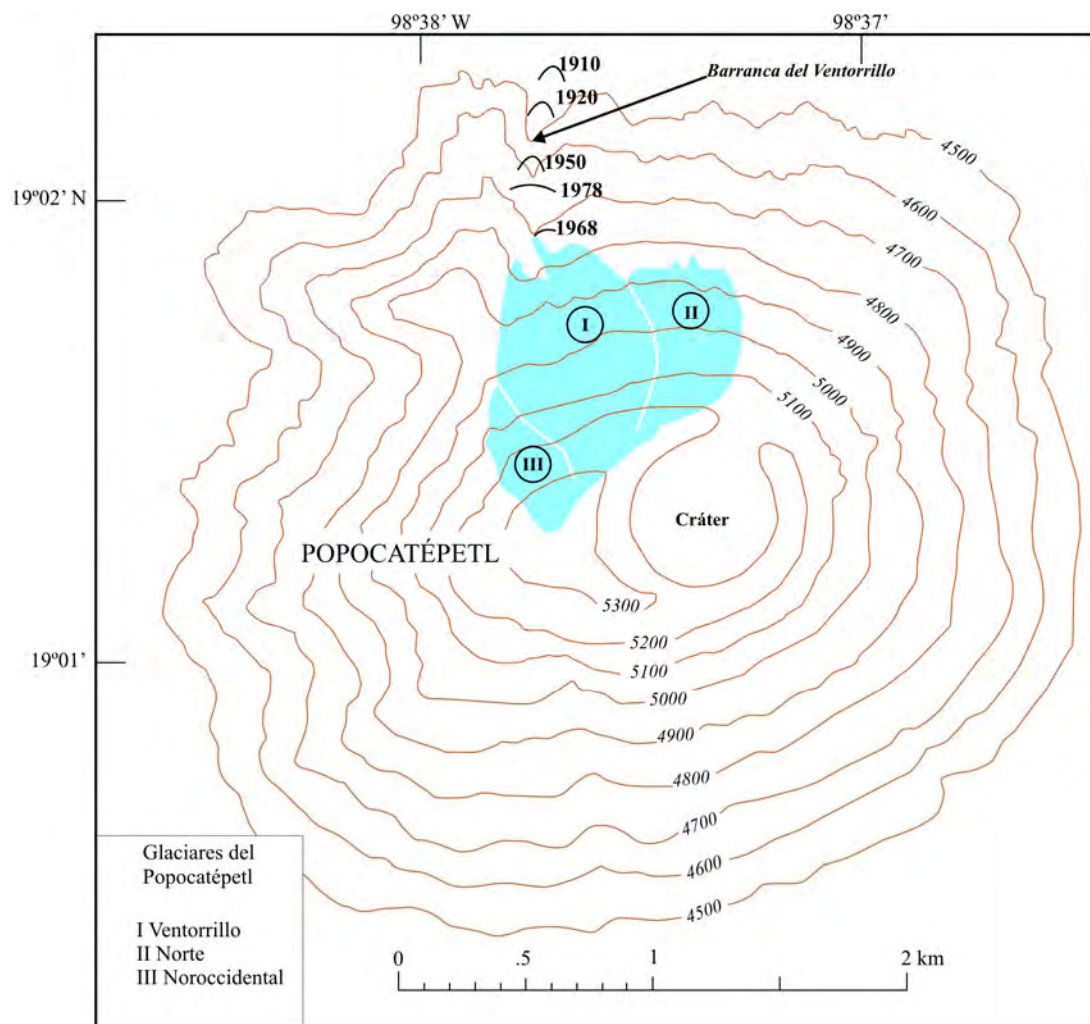


Figura 3.3. Glaciares del Popocatépetl en 1958 según la cartografía de Lorenzo (1964). También se indican las posiciones terminales del glaciar del Ventorrillo según White (1981). La barranca del Ventorrillo es la que actualmente se denomina Tenenepanco.

Por otra parte, el trabajo de Tanarro *et al.* (2005) señala que el glaciar sufrió una reducción de su superficie del 78,4% entre los 0,59 km² de noviembre de 1982, a los 0,13 km² a finales de agosto de 2003. Los autores cartografían un único glaciar en 1982 en el que distinguen tres lenguas: Ventorrillo (con 883 m de longitud), Tezcalco (682 m) y Herradura (676 m). En agosto de 2003 las lenguas han experimentado un serio

retroceso y presentan longitudes de 386 m, 185 m y 116 m, respectivamente. La actividad del volcán parece ser la principal causa de este acelerado retroceso. Así, Julio *et al.* (2005), mediante técnicas fotogramétricas, realizan un cálculo de la masa perdida durante la erupción del 22 de enero de 2001 y concluyen que el glaciar disminuyó en $1.109.804 \text{ m}^3$, entre el 20-1-2001 y el 21-2-2001, lo que estiman que equivale a $1,0 \times 10^6 \text{ m}^3$ de agua.

Por último, el trabajo de seguimiento del glaciar del Popocatepetl que se presenta aquí es una síntesis de las investigaciones presentadas al “*International Symposium on Earth and Planetary Ice-Volcano Interactions*” (Andrés *et al.*, 2006) y publicado en Andrés *et al.* (2007), teniendo en cuenta que tal como se aprobó en la Normativa de desarrollo del régimen relativo a elaboración, tribunal, defensa y evaluación de la tesis doctoral de la UCM, publicada el 20 de noviembre de 2008, las tesis pueden estar “*constituidas por publicaciones editadas o aceptadas para su publicación*”. Además de los datos publicados, se tratan otros cálculos y consideraciones inéditos, así como comparaciones con los resultados obtenidos en otras publicaciones posteriores (Delgado *et al.*, 2007; Julio-Miranda *et al.*, 2008).

La actividad volcánica ha incrementado la ablación del glaciar no sólo por la emisión de material incandescente, sino también por el incremento del calor geotérmico (capítulo 4). Las aguas de fusión se canalizan a través de las gargantas proglaciares, que a su vez se encuentran rellenas por materiales volcánicos; depósitos morrénicos y de ladera; y restos de avalanchas (Palacios, 1995). La mezcla del agua con estos materiales forma lahares con gran capacidad de transporte, como el que se generó en la barranca de Tenenepanco en abril de 1995 y recorrió 6 km, con bloques de más de 1 m de diámetro (Palacios *et al.*, 1998 y 2001). En julio de 1997, el material incandescente de las erupciones del volcán cayó sobre el glaciar, causó su fusión parcial y el agua se canalizó, junto con una elevada cantidad de sólidos, por las gargantas de Tenenepanco, La Espinera y Tepeteloncocone, para converger en un único flujo en la garganta de Huiloac. Estos lahares transportaron bloques de más de 2 m de diámetro y recorrieron una distancia de 17 km, rebasando las poblaciones de Santiago Xalitlintla y San Nicolás de los Ranchos (Capra *et al.*, 2004). La erupción de enero de 2001 produjo un flujo de piroclastos que barrió la superficie del glaciar y provocó su deshielo. La masa de agua y sólidos se canalizó por Tenenepanco-Huiloac y recorrió unos 12 km (Capra *et al.*, 2004). Todos estos lahares han tendido su fuente de alimentación líquida en el glaciar alojado en la cara norte del volcán y su funcionamiento ha estado controlado, no sólo por la actividad volcánica, sino también por la cantidad del agua suministrada (Capra *et al.*, 2004), por lo que un seguimiento detallado del glaciar aporta los conocimientos necesarios para anticipar futuras situaciones de riesgo.

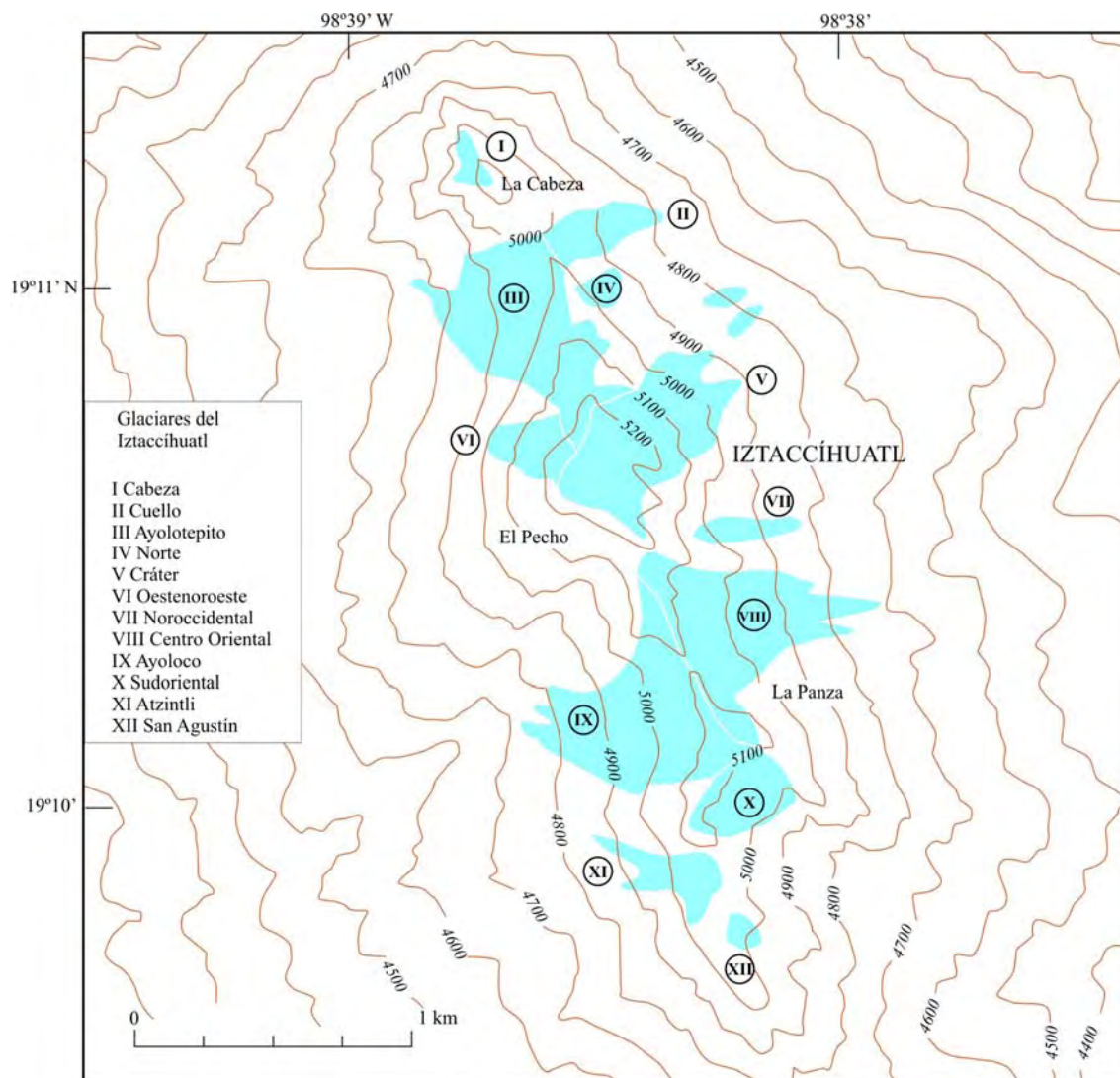
A diferencia del Popocatepetl, el Iztaccíhualt permanece dormido desde la última emisión hace 0,08 Ma (Nixon, 1989), aunque ha mostrado signos de actividad por desgasificación como han indicado recientemente los análisis de gases realizados por Delgado *et al.* (2005). Sin actividad eruptiva significativa desde el Pleistoceno tardío, en sus laderas se encuentra el mejor registro de morrenas que caracterizan los periodos glaciares en México. Los trabajos pioneros sobre las glaciaciones en el Iztaccíhualt los realizaron fundamentalmente White (1956 y 1962) y Heine (1975a), pero entre ellos existe una cierta discrepancia sobre la cronología de las morrenas, resuelta por los trabajos posteriores de Vázquez-Selem (2000) y de Vázquez-Selem y Heine (2004), en los que los fechamientos de las fases de glaciación se realizan por métodos de datación basados en los isótopos cosmogénicos de ^{36}Cl . Estos autores localizan las morrenas más antiguas a una altitud mínima de unos 3.000 m s.n.m. y las fechan en 195.000 años AP (fase Nexcoalango) probablemente pertenecientes al Marine

Isotope Stage 6 (MIS 6). Posteriormente se produjeron varios avances y retrocesos bien representados por frentes morrénicos en todas las laderas del volcán. Las correspondientes con el Último Máximo Avance Glaciar (MIS 2), se encuentran entre los 3.300 a 3.500 m de altitud mínima y están relacionadas con dos avances, uno datado en hace 20.000 a 17.500 años (Hueyatlaco 1) y un segundo en hace 17.000 a 14.000 años (Hueyatlaco 2). El retroceso fue significativo a partir de 13.000 años AP, pero un nuevo avance dejó morrenas con altitudes mínimas de aproximadamente a 3.800 m s.n.m. (Milpulco 1) hace 12.000 años AP. La siguiente fase de desarrollo glaciar se produjo hace 8.300-7000 años AP (Milpulco 2) y situó sus morrenas en torno a los 4.000 m s.n.m. Después de esa fecha, no hubo otros avances, hasta la PEH, cuyo complejo morrénico está muy bien representado en el Iztaccíhuatl entre los 4.300 a 4.700 m s.n.m. (fase Ayoloco) (ver síntesis en Vázquez-Selem y Heine, 2004).

En fechas históricas, la referencia más antigua sobre la existencia de masas heladas en el Iztaccíhuatl se encuentra en la obra de Alzate (1789). Hasta 1890 no aparecen nuevas menciones de los hielos en la descripción de la ascensión de Whitehouse (1890) o en los apuntes climáticos de Heilprin (1890). Otros autores tratan los glaciares de la cara oeste en relación a sus condicionantes climáticos (Ordóñez, 1894; Farrington, 1897; Böse y Ordóñez, 1901; Brecker, 1908; Melgarejo, 1910; Freudenberg, 1911). También existen trabajos que analizan los glaciares según su potencialidad en la producción hidroeléctrica (Paredes, 1922; Prister, 1927; Robles Ramos, 1944). Las primeras mediciones de los glaciares las realiza White (1956) en tres de los cuerpos de hielo y posteriormente Lorenzo (1964) en los 12 glaciares que cartografió en el Iztaccíhuatl. En la Figura 3.4 se reproduce el mapa de Lorenzo (1964) con un resumen de las medidas practicadas en los glaciares.

Un trabajo realizado en 1999 por Álvarez y Delgado (2002) empleando la tecnología del radar de penetración terrestre (*ground penetrating radar*, GPR) señala que el glaciar de Ayoloco tiene en la fecha de estudio un espesor mínimo de 20 m y máximo de 40 m. En el mismo trabajo, los autores indican que la superficie de dicho glaciar era de 251.000 m² en 1982, por lo que estiman su volumen entre un máximo de $10,04 \times 10^6$ m³ y un mínimo de $5,02 \times 10^6$ m³. Con estos valores y suponiendo una densidad media del hielo glaciar de 0,9 g/cm³, el equivalente en agua de la masa oscila entre $9,04 \times 10^6$ m³ y de $4,52 \times 10^6$ m³. En un estudio posterior, Delgado *et al.* (2005) recalculan la superficie del mismo glaciar para 1982 y ofrecen un área de 218.340 m², además de una superficie de 140.890 m² para 1998. Según estas nuevas medidas, el glaciar ha perdido en 1982 el 12% de la superficie estimada por Lorenzo y entre 1982 y 1998 disminuye el 43%. En este caso, considerando un espesor medio de 20 m, el volumen en 1998 era de $4,52 \times 10^6$ m³.

El estudio más reciente llevado a cabo sobre la recesión en época histórica de los glaciares del Iztaccíhuatl es el de Schneider *et al.* (2008). Los autores estiman una extensión de 6.369.000 m² para toda la masa de hielo de la dorsal volcánica en 1850 (año en el que consideran que se produjo la máxima expansión glaciar de la PEH) y de 273.000 m² en marzo de 2007, con lo que en esta última fecha sólo queda el 4,3% de la superficie inicial. La mayor parte del hielo, el 80%, desaparece entre 1959 -año en el que los autores creen que Lorenzo realizó su cartografía, aunque en su publicación (Lorenzo, 1964), indica que se refiere al trabajo de campo realizado en marzo y abril de 1958 (Figura 3.4)- y 2007, hecho que está en consonancia con la disminución que se observa en los glaciares a nivel mundial (Zemp *et al.*, 2007), aunque los autores consideran que las tasas de retroceso en los glaciares del Iztaccíhuatl quedan por encima de la media mundial. Suponiendo un espesor medio de 30 m para toda el área glaciada, el volumen de hielo en 2007 sería de $8,2 \times 10^6$ m³.



Nº	Nombre	Área (m ²)	Altura máx (m)	Altura mín (m)
I	<i>Glaciar de la Cabeza</i>	14.400	5.045	4.900
II	<i>Glaciar del Cuello</i>	50.000	4.990	4.760
III	<i>Glaciar de Ayolotepito</i>	212.500	5.250	4.760
IV	<i>Glaciar Norte</i>	46.200	5.250	4.910
V	<i>Glaciar del Cráter</i>	179.500	5.286	4.890-4.750 *
VI	<i>Glaciar Oestenoroeste</i>	50.000	5.286	5.010
VII	<i>Glaciar Nororiental</i>	25.000	5.050	4.830
VIII	<i>Glaciar Centro Oriental</i>	245.000	5.190	4.715
IX	<i>Glaciar de Ayoloco</i>	247.500	5.190	4.725
X	<i>Glaciar Sudoriental</i>	77.500	5.130	4.970
XI	<i>Glaciar Atzintli</i>	57.500	5.080	4.885
XII	<i>Glaciar de San Agustín</i>	11.250	5.030	4.970
TOTAL		1.164.550		

Figura 3.4. Glaciares del Iztaccíhuatl en 1958, según la cartografía de Lorenzo (1964). En la tabla se indican las superficies, altura máxima y mínima de cada glaciar según el mismo autor. (*) El glaciar tiene dos lenguas que finalizan a diferente altura.

En la actualidad, tanto los glaciares del Iztaccíhuatl (Figura 3.5) como del Popocatepetl (Figura 3.6), ocupan áreas reducidas en sus cumbres. Su régimen está caracterizado por un período de acumulación principal, con precipitaciones en forma de granizo

principalmente, que coincide con la estación de lluvias, de mayo a septiembre, aunque a veces se prolonga en el mes de octubre, debido a la acción de los ciclones tropicales (ver capítulo 4). Pero también recibe aportaciones durante el invierno, entre diciembre y febrero, cuando se pueden registrar precipitaciones de nieve, fundamentalmente producidas por frentes que sólo son capaces de descargar en las cumbres. La ablación, como en cualquier glaciar tropical (Kaser y Osmaston, 2002), tiene lugar a lo largo de todo el año, aunque se puede determinar un periodo primaveral, de marzo a mayo, con escasas precipitaciones y en el que se registra una fuerte evaporación por las altas temperaturas. En general, en cualquier momento a lo largo del año se puede observar que la fuerte radiación diurna provoca fusión y sublimación del hielo superficial y durante la noche, las bajas temperaturas consiguen que el agua se recongele de nuevo.

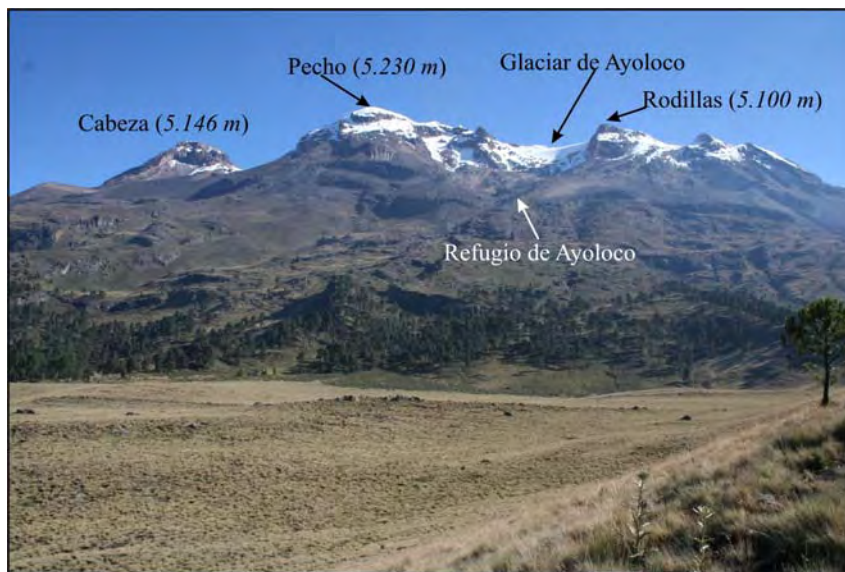


Figura 3.5. Cara occidental del Iztaccíhuatl donde se señalan la máxima altura (Pecho) y la localización del glaciar de Ayoloco (Fotografía, D. Palacios, 2008).



Figura 3.6. Cara norte del Popocatepetl donde son visibles una serie de escalones de hielo que ocupan la parte más elevada del antiguo glaciar. (Fotografía, N. Andrés, febrero de 2008).

2.- METODOLOGÍA Y APLICACIÓN

La metodología empleada para calcular las variaciones de los glaciares del Popocatepetl y del Iztaccíhuatl se basa en las mismas técnicas que se utilizan para el análisis de variaciones topográficas en el cráter del Popocatepetl y quedan recogidas en el apartado 2 del capítulo 2. La secuencia de aplicación de estos procedimientos en el caso del seguimiento de la evolución de los glaciares se resume en los siguientes pasos.

2.1.- Fotointerpretación

En el caso del glaciar del Popocatepetl, se ha utilizado la misma colección de fotografías aéreas que se emplea en el seguimiento del cráter, excepto las de 13 de julio de 2001 y 20 de septiembre de 2001, en las que no se pudo distinguir claramente el borde del glaciar. Las fotografías empleadas se corresponden con las fechas de: noviembre de 1982, mayo de 1989, 14 de noviembre de 1997, 13 de abril de 1998, 8 de junio de 1998, 2 de diciembre de 1998, 2 de febrero de 1999, 2 de junio de 1999, 14 de octubre de 1999, 4 de noviembre de 2000, 20 de enero de 2001, 15 de marzo de 2001, 6 de abril de 2001, 20 de agosto de 2001, 17 de junio de 2002, 17 de septiembre de 2002, 2 de diciembre de 2002, 13 de febrero de 2003, 21 de julio de 2003 y 25 de agosto de 2003.

El trabajo de fotointerpretación consistió en la delineación del límite del glaciar, con el apoyo de fotografías oblicuas tomadas por el equipo de investigación de los proyectos LAHAR durante los trabajos de campo (p.e. Figura 3.7) y las que el CENAPRED pone a disposición del público en su página web (www.cenapred.unam.mx/es/). Además de los límites, se cartografiaron las principales irregularidades visibles en la superficie del glaciar (grietas y resaltes rocosos) y se anotaron cuidadosamente las características del glaciar en cada momento (su cobertura por ceniza o nieve, la existencia de surcos...). Los “pseudomapas” de los glaciares se rectificaron conjuntamente con los geomorfológicos de los cráteres con el fin de no incluir más error al repetir las operaciones de rectificación.



Figura 3.7. Imágenes tomadas durante el trabajo de campo de junio de 2002 en el volcán Popocatepetl, que orientaron la delimitación del glaciar. La flecha indica la escala aproximada. (Fotografías: D. Palacios).

Para el estudio de los glaciares Ayoloco y Atzintli del Iztaccíhuatl no se puede disponer de una buena serie de fotografías aéreas, ya que tienen un intervalo de producción mucho más largo que en el caso del Popocatepetl. Se han empleado las fotografías aéreas de diciembre de 1983 (SCT); y las ortofotografías de diciembre de

1993 (INEGI, 1995) y de abril de 1999 (INEGI, 2002). De esta manera, los límites de los glaciares se han determinado por fotointerpretación convencional sobre las fotografías de 1983, mientras que se han podido cartografiar directamente sobre las ortofotos.

Además, se ha adaptado la cartografía de estos dos glaciares que hizo Lorenzo (1964), con datos recogidos en el campo en 1958, sobre el MDE del INEGI (1978). Hay que tener en cuenta que esta cartografía es una aproximación, ya que Lorenzo (1964) la realizó sobre una base topográfica distinta: el levantamiento del volcán Iztaccíhuatl hecho por la Empresa Hidroeléctrica de los Volcanes S.A. a escala 1:20.000. Las comparaciones con los datos aportados por Lorenzo (1964) hay que tomarlas entonces con cautela, ya que las cotas que le sirvieron como referencia las tomó sobre la base de un mapa topográfico que considera como mayor altura del Iztaccíhuatl la cota de 5.286 m s.n.m., mientras que el INEGI (1978) utiliza de forma oficial la altura de 5.230 m s.n.m. como cota más alta del volcán. De hecho, una vez adaptados los mapas, se ha calculado una superficie de 267.902 m² para el glaciar de Ayoloco y 64.477 m² para el Atzintli en 1958, mientras que Lorenzo (1964) calculó 247.500 m² y 57.500 m², respectivamente. Por lo tanto hay que tener en cuenta que las áreas utilizadas aquí para 1958 superan en un 8,2% y un 12,1%, respectivamente, las superficies calculadas por Lorenzo (1964).

También se han adaptado las mediciones que se realizaron en el trabajo de campo de 2005, mediante el empleo de GPS, sobre el MDE, para cartografiar el límite de ambos glaciares en 2005.

Por otra parte, al igual que hizo Lorenzo (1964), se ha estimado que el glaciar de Ayoloco queda delimitado en su parte superior por el parteaguas, que lo separa del glaciar Centro-Oriental, que fluye hacia la vertiente este de la dorsal.

2.2.- Ortorrectificación de fotografías y de cartografías

La ortorrectificación de los “pseudomapas” con los contornos y características de los glaciares se realizó con las mismas técnicas explicadas en el punto 2.1.C del capítulo 2. Como se puede apreciar en la figura 2.5, las cartografías de los mapas se corrigieron simultáneamente con las de los cráteres por lo que se les puede aplicar el mismo tipo de error.

De la misma manera, se digitalizaron los contornos de los glaciares con la herramienta Editor de ArcGis. A cada uno de límites se les asocia un campo en la base de datos en el que se almacena su superficie (operador *Field Calculador* de la tabla de atributos). La cartografía final se editó igualmente en CorelDraw 12, gracias al formato de intercambio .emf.

2.3.- Tratamiento de los datos topográficos

Para la comparación de superficies y el cálculo de las variaciones de volúmenes entre dos fechas del glaciar del Popocatepetl, se han utilizado las mismas restitutiones que para el estudio de los cráteres: Las fechas elegidas fueron: 14 de noviembre de 1997, 2 de diciembre de 1998, 2 de junio de 1999, 4 de noviembre de 2000, 6 de abril de 2001, 17 de junio de 2002, 2 de diciembre de 2002 y 13 de febrero de 2003. Aunque la literatura aconseja emplear fotografías aéreas tomadas al final de la estación de ablación, con el fin de obtener resultados significativos desde el punto de vista glaciológico (Paterson, 1994), la disponibilidad de imágenes en el caso de Popocatepetl

está limitada, debido a la mala visibilidad que presentan o a las características inadecuadas para su restitución.

El error planimétrico fue de ± 2 m y el altimétrico de ± 3.3 m (ver apartado 2.2.A).

En el MDE creado para cada una de las restituciones con la extensión de ArcGis *3DAnalyst*, y mediante su opción *Create/Modify TIN – Create TIN From Features* se realiza un recorte con la capa que contiene los límites del glaciar.

A la hora de calcular las diferencias de altura entre dos momentos distintos, hay que tener en cuenta que los límites no son los mismos, como ocurría con el cráter, donde la extensión planimétrica siempre era la misma. Como la herramienta de ArcGis *Cut/Fill (3DAnalyst –Surface Analysis - Cut/Fill)* no compara superficies con áreas diferentes en cada una de las operaciones se ha recortado el modelo con el límite del glaciar con mayor superficie. En el área no común se supone que sólo ha habido pérdidas, ya que el hielo del glaciar desaparece en este espacio, aunque en la realidad se producen acumulaciones de material expulsado por el volcán o que abandona el glaciar durante su deshielo (Figura 3.8). Hecha esta salvedad, los valores y cartografías de variación de altura y volumen entre dos fechas se han obtenido de la misma manera que para los cráteres.

La diferencia de volumen entre dos fechas se calcula igual que en el caso del análisis de los cráteres. Las cantidades estimadas como pérdidas se convierten a agua a partir de la densidad media del hielo glaciar ($0,868 \text{ g/cm}^3$) de las medidas por el equipo de trabajo del proyecto LAHAR en la base del glaciar durante el trabajo de campo de 2002. Estas medidas son las únicas de esta índole que se han podido realizar, ya que el acceso al glaciar está restringido y es muy peligroso. A pesar de que las mediciones se refieren a una fecha concreta, se llevaron a cabo en una localización determinada y se entiende que el glaciar no tiene la misma densidad en todos los puntos ni en todas las fechas de estudio, se ha empleado este valor por ser el único disponible.

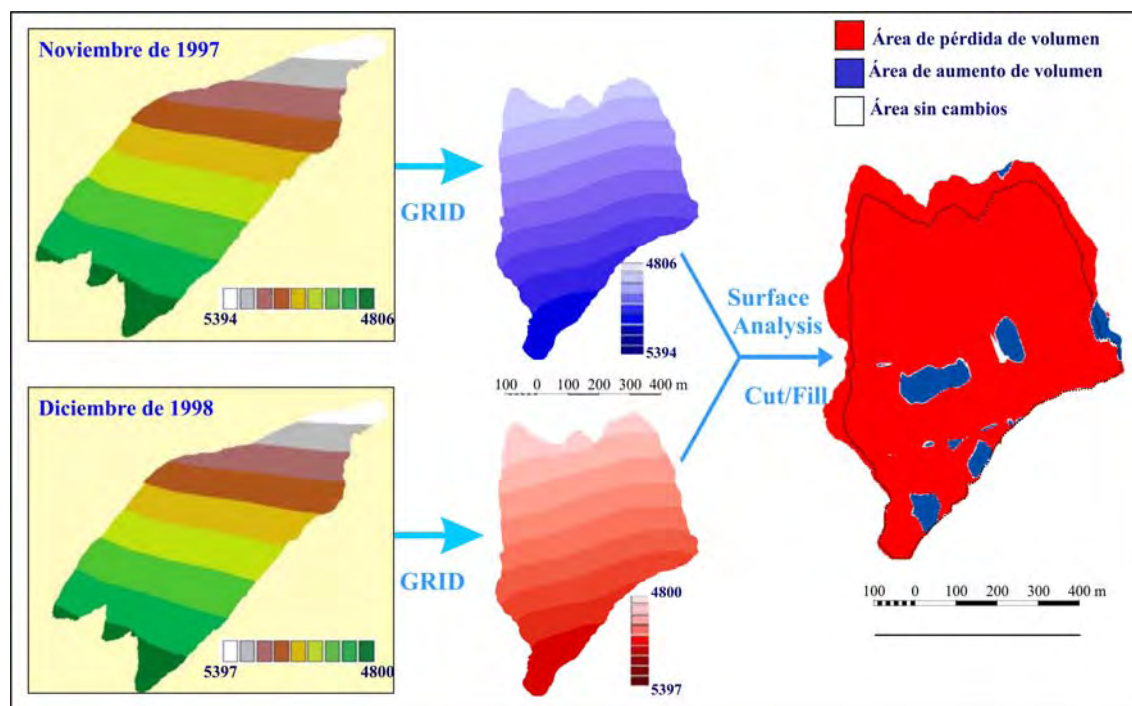


Figura 3.8. Procedimientos seguidos en ArcGis para el cálculo y cartografía de las variaciones de altura y cambios en el volumen del glaciar del Popocatepetl. La línea de puntos en el mapa resultado indica la extensión del glaciar en la última de las imágenes tratada.

Una vez realizadas todas las comparaciones, se rechazó el MDE generado para el 13 de febrero de 2003, ya que las alturas del área del glaciar se restituyeron por exceso, debido a la presencia de una nube sobre el área. En cambio, la restitución del área del cráter presenta una calidad óptima.

3.- RESULTADOS

Los resultados derivados de la aplicación de las técnicas descritas en el apartado anterior al glaciar del volcán Popocatepetl hacen referencia a las modificaciones sufridas por el glaciar en su extensión y a las diferencias de volumen entre fechas consecutivas. Estos datos se relacionan con la actividad eruptiva del volcán durante el periodo de estudio y se comparan con la recesión observada en los glaciares de Ayoloco y Atzintli, en el Iztaccíhuatl. Ya que el Iztaccíhuatl se considera un volcán dormido, las causas de la disminución de sus glaciares se entiende que son climáticas.

3.1.- Retroceso del glaciar del Popocatepetl

Una vez tratados los 20 juegos de fotografías aéreas, rectificadas y fotointerpretadas, se han cartografiado los límites del glaciar (Figura 3.9) y se ha cuantificado la superficie planimétrica ocupada por los hielos para cada una de las fechas de estudio (Figura 3.10).

	<i>Superficie (m²)</i>	<i>%</i>	<i>Tasa de reducción (m²/día)</i>	<i>Tasa de reducción (m²/año)</i>
Nov, 1982	588.403,9	100,0		
Mayo, 1989	525.699,5	89,3	26,41	9.640,74
14-nov-97	415.709,2	70,6	35,39	12.917,14
13-abr-98	388.957,3	66,1	181,99	66.424,75
8-jun-98	378.468,7	64,3	187,30	68.363,20
2-dic-98	364.823,4	62,0	77,09	28.138,63
2-feb-99	354.564,9	60,3	165,46	60.392,55
2-jun-99	349.771,1	59,4	39,95	14.581,12
14-oct-99	325.816,8	55,4	178,76	65.248,65
4-nov-00	310.879,9	52,8	38,60	14.087,76
20-ene-01	303.143,0	51,5	100,48	36.675,25
15-mar-01	263.005,8	44,7	743,28	271.297,52
6-abr-01	256.184,2	43,5	310,07	113.175,80
20-ago-01	235.088,1	39,9	155,12	56.618,33
17-jun-02	214.893,7	36,5	67,09	24.488,17
17-sep-02	198.012,3	33,6	183,49	66.975,36
2-dic-02	182.603,8	31,0	202,74	74.001,17
13-feb-03	160.140,0	27,2	307,72	112.319,02
21-jul-03	141.062,4	23,9	120,74	44.071,62
25-ago-03	128.344,3	21,8	363,38	132.631,89

Figura 3.10. Superficie ocupada por el glaciar del Popocatepetl en cada una de las fechas de estudio (en m²), porcentaje que supone respecto de la primera fecha de estudio, noviembre de 1982, y tasa de reducción en m²/día desde la fecha anterior. También se incluye la tasa de reducción de superficie en m²/año, con el objeto de establecer comparaciones.

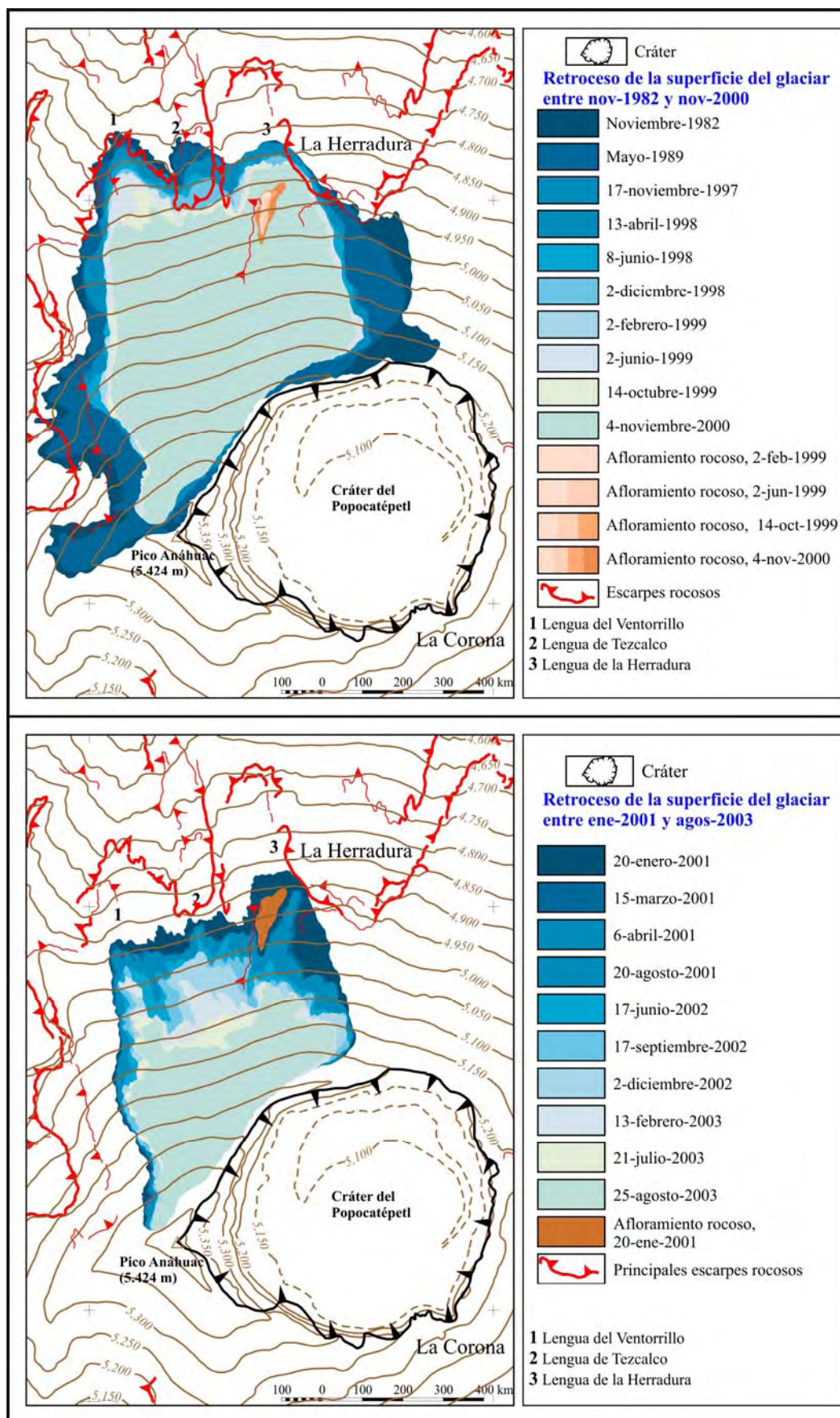


Figura 3.9. Cartografía de las superficie del glaciar del Popocatepetl entre noviembre de 1982 y agosto de 2003.

Entre noviembre de 1982 y agosto de 2003 el glaciar ha perdido una superficie de 0,460 km², que representa el 78,2% de la superficie ocupada en la primera de las fechas. En los primeros 15 años de estudio, entre noviembre de 1982 y noviembre de 1997, el glaciar pierde casi el 30% de su superficie, mientras que en los algo más de 3 años siguientes el glaciar se ha reducido hasta ocupar la mitad de la extensión que en la primera fecha. El retroceso se acelera, de forma que en 2,5 años más, a mediados del año 2003, sólo cubre una cuarta parte de la superficie inicial (Figura 3.11). Siguiendo el mismo ritmo en otros 2,5 años el glaciar se daría por extinguido. De hecho, como muestra la fotografía de detalle tomada en mayo de 2005 (Figura 3.12), el glaciar ya se ha convertido en una serie de escalones de hielo cubiertos por el material arrojado por el volcán. Este material cumple la función de preservar la superficie del hielo, aunque en el frente del escalón todavía queda expuesto a la ablación.

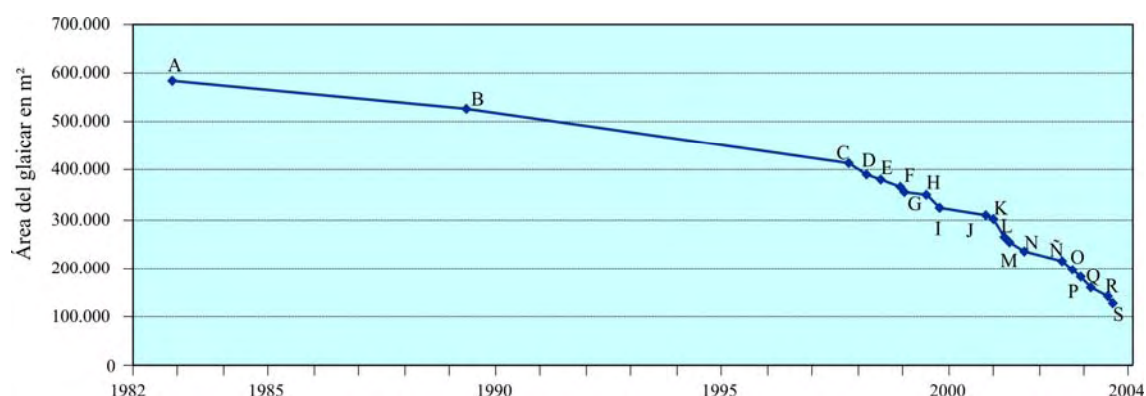


Figura 3.11. Superficie ocupada por el glaciar del Popocatepetl en cada una de las fechas de estudio (en m²), porcentaje que supone respecto de la primera fecha de estudio, noviembre de 1982, y tasa de reducción en m²/día desde la fecha anterior. A. Nov-1982; B. May-1989; C. 17-nov-1997; D. 13-abr-1998; E. 8-jun-1998; F. 2-dic-1998; G. 2-feb-1999; H. 2-jul-1999; I. 14-oct-1999; J. 4-nov-2000; K. 2-ene-2001; L. 15-mar-2001; M. 6-abr-2001; N. 20-ago-2001; Ñ. 17-jun-2002; O. 17-sep-2002; P. 2-dic-2002; Q. 13-feb-2003; R. 21-jul-2003; y S. 25-ago-2003.

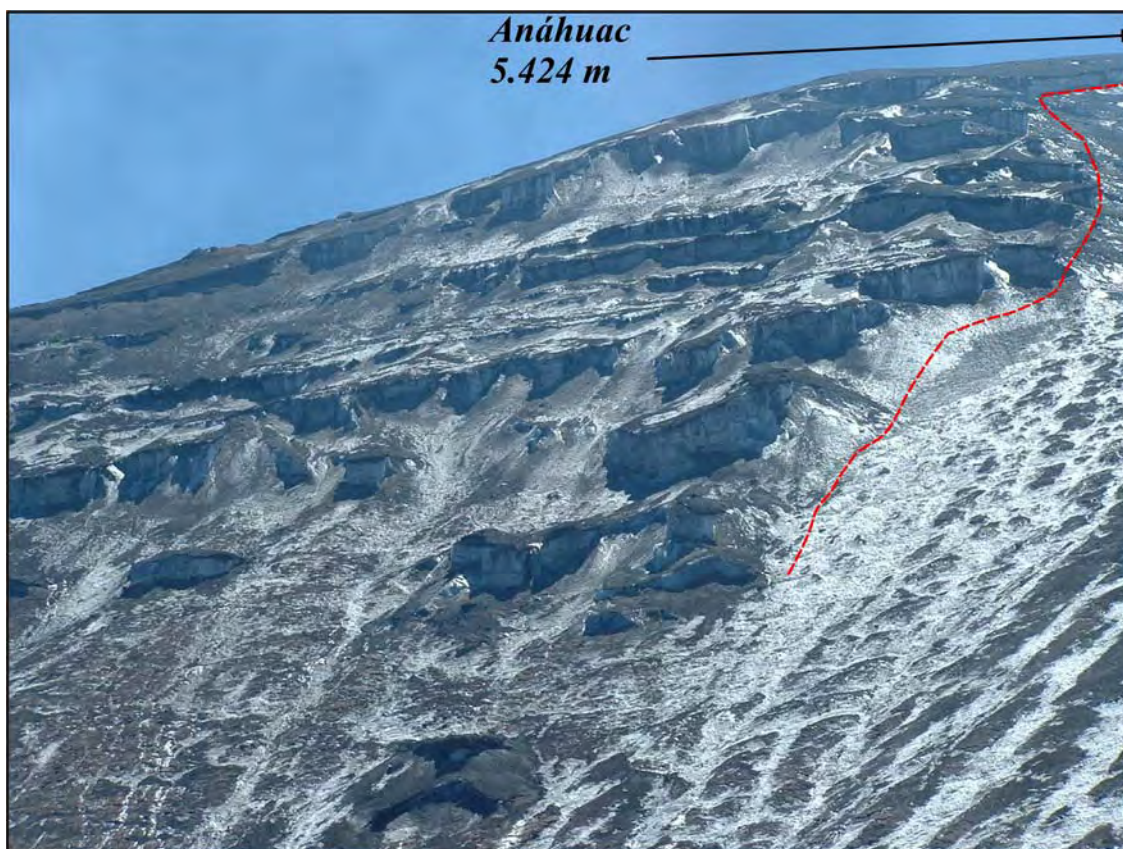


Figura 3.12. Imagen tomada en mayo de 2005 donde se observan los escalones de hielo cubiertos por materiales. La línea discontinua roja marca aproximadamente el límite occidental del glaciar extinto y la flecha negra indica hacia dónde se encuentra el Pico Mayor o Aháhuac. (Fotografía: D. Palacios. 2005).

3.2.- Variación de volumen del glaciar del Popocatepetl

Las restas de los MDE han proporcionado las variaciones de volumen del glaciar (Figura 3.13), las cartografías de los sectores del glaciar que experimentan modificaciones positivas o negativas de altura (Figura 3.13) y los mapas que indican las diferencias de espesor entre fechas consecutivas (Figura 3.14).

La comparación entre los MDE de noviembre de 1997 y diciembre de 2002 indica que el glaciar perdió un volumen de $4,567 \text{ Hm}^3$, con una reducción de espesor media de casi 11 m (Figura 3.15), y tan sólo se incrementó en $0,004 \text{ Hm}^3$, en áreas próximas al cráter. Suponiendo que esta cantidad disminuida se deba a la fusión del glaciar, el volumen equivalente de agua sería de $3,956 \text{ Hm}^3$ (Figura 3.15).

Si se tienen en cuenta las variaciones experimentadas entre los distintos intervalos de estudio (Figura 3.15), las mayores mermas se observan entre noviembre de 1997 y diciembre de 1998, con $1,836 \text{ Hm}^3$. En el lapso de estos 13 meses el espesor del glaciar se reduce una media de 4,3 m. Sin embargo, la mayor tasa de disminución se observa entre diciembre de 1998 y junio de 1999 ($5.903 \text{ m}^3/\text{día}$), periodo en el que el espesor se reduce en 2,8 m. Posteriormente, entre noviembre de 2000 y abril de 2001, en cuatro meses, el glaciar reduce su espesor en una media de 2,5 m con una tasa de $5.428 \text{ m}^3/\text{día}$.

A diferencia del resto de intervalos estudiados, se aprecia una variación positiva neta entre junio de 1999 y noviembre de 2000 y en el último periodo tratado. En el primer caso, las variaciones del espesor medio fueron positivas, pero escasas (0,86 m) y se registraron las tasas de disminución más bajas del periodo ($389 \text{ m}^3/\text{día}$). Por otra parte, los resultados obtenidos al comparar los MDE de diciembre de 2002 y febrero de

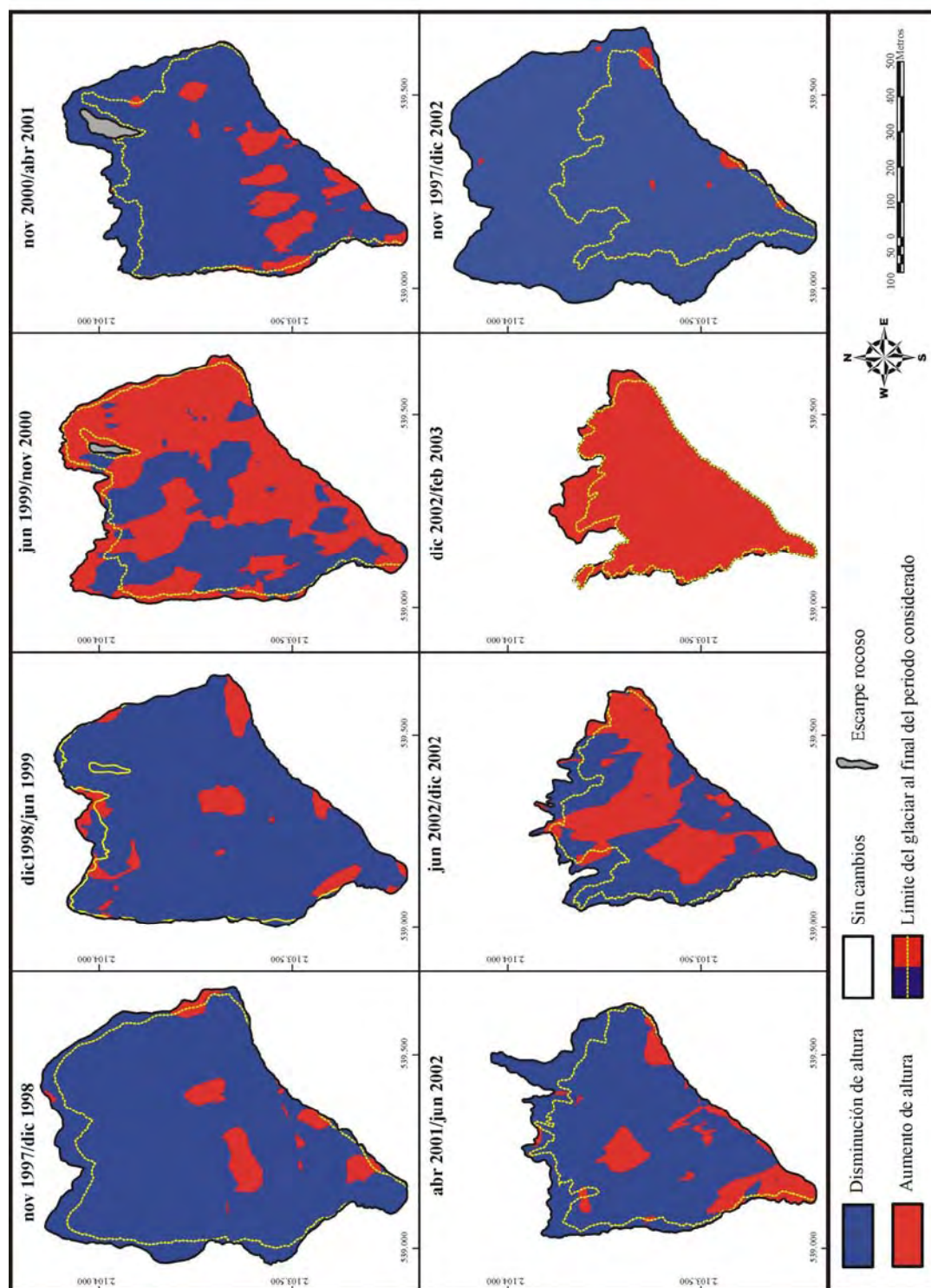


Figura 3.13. Mapas de áreas del glaciar del Popocatepetl afectadas por variaciones de altura en los intervalos temporales de estudio.

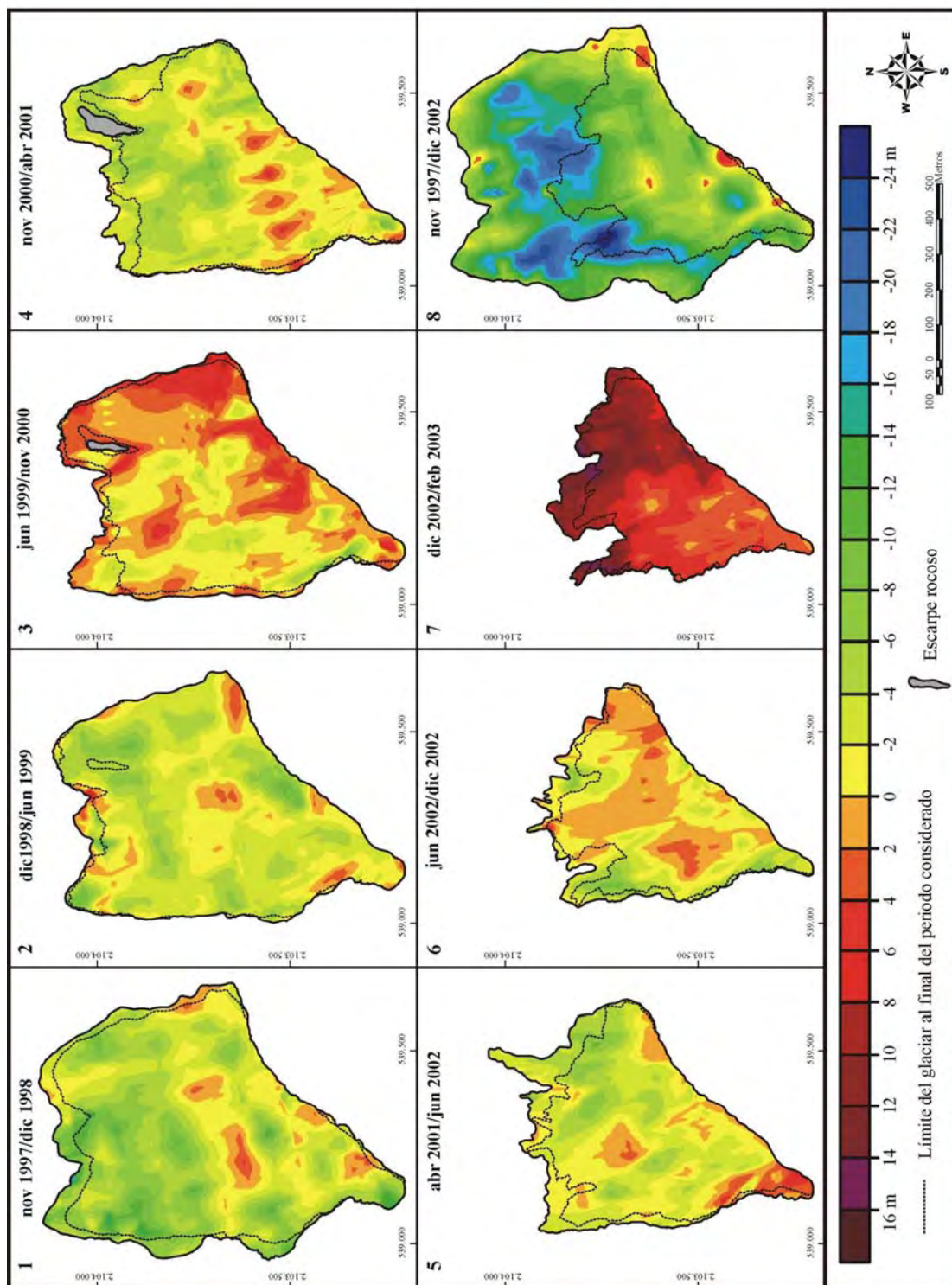


Figura 3.14. Cambios de altura en el glaciar del Popocatepetl en los intervalos temporales de estudio.

2003, resultaron anómalos en la tendencia que se esta observando. En este corto intervalo, se produce un aumento medio de espesor de 10,9 m que, teniendo en cuenta que no se trata de la estación de precipitaciones, se deben a adicciones de material expulsado por el volcán.

FECHAS	Incremento (m ³)	Disminución (m ³)	Diferencia (m ³)	Tasa de disminución (m ³ /día)	Equivalente en agua (m ³) (*)
Nov97 – Dic98	30.495	1.835.810	-1.805.316	4.831	1.589.812
Dic98 – Jun99	33.796	1.074.423	-1.040.626	5.903	930.450
Jun99 – Nov00	426.453	202.709	223.744	389	175.546
Nov00 – Abr01	47.398	830.448	-783.050	5.428	719.168
Abr01 – Jun02	52.670	630.926	-578.256	1.447	547.397
Jun02 – Dic02	92.977	284.625	-191.647	1.694	246.485
Nov97 – Dic02	3.769	4.567.545	-4.563.776	2.481	3.955.494

Figura 3.15. Variaciones de volumen (m³), diferencia neta entre variaciones positivas y negativas (m³), tasa de disminución diaria (m³/día) y cantidad equivalente en agua de los volúmenes disminuidos (*) del glaciar del Popocatepetl en cada intervalo estudiado y entre noviembre de 1997 y diciembre de 2002.

Considerando la suma total de variaciones negativas de volumen en todos los intervalos tratados en el periodo de noviembre de 1997 a diciembre de 2002, el glaciar del Popocatepetl ha perdido un volumen de 4,859 Hm³, cuya equivalencia en agua es de 4,208 Hm³.

3.3.- Relación del retroceso del glaciar Popocatepetl con la actividad eruptiva

En 1994 el volcán Popocatepetl inicia su actual fase eruptiva, por lo que se entiende que entre noviembre de 1982 y mayo de 1989 el retroceso del glaciar se debe a causas climáticas, como han apuntado otros autores que sucede en otros glaciares mexicanos (Lozano-García y Vázquez-Selem, 2005; Lachniet y Vázquez-Selem, 2005). En estos 7 años aproximadamente se pierde el 10,7% de la superficie de la fecha inicial, con una tasa de reducción de 26,41 m²/día (9.640,7 m²/año). Esta tendencia se mantiene hasta el inicio de la actividad volcánica (Palacios, 1996; Palacios y Marcos, 1998).

Lamentablemente, no se ha podido realizar ninguna restitución de fotografías entre el inicio de la actividad en 1994 y el 14 de noviembre de 1997, para poder ver el efecto inicial que tuvo la actividad volcánica en el glaciar y comprobar en qué medida afectó la fusión del hielo a la formación de los lahares de junio-julio de 1997. Estos flujos se desplazaron 21 km por la barranca de Huiloac y movieron una cantidad estimada de 185,000 m³ de material y 144.300 m³ de agua (Muñoz, 2007).

Entre mayo de 1989 y noviembre de 1997 se observa un incremento de reducción de la superficie del glaciar con una tasa de 35,39 m²/día (12.917,1 m²/año), de forma que la superficie de hielo disminuye un 18,7% respecto de 1989. Como las erupciones comenzaron en 1994, no se puede achacar este retroceso únicamente a la actividad volcánica ni a una sola erupción, aunque la gran explosión del 30 de junio de 1997 influyó drásticamente en la dinámica glaciar (Palacios *et al.*, 2001).

La actividad volcánica entre noviembre de 1997 y diciembre de 1998 se caracterizó por una gran intensidad explosiva que acelera la disminución del glaciar. Entre estas fechas la tasa de reducción de superficie se incrementa hasta alcanzar una media en el periodo de 133,9 m²/día (48.877,1 m²/año). En diciembre de 1998, la lengua noroccidental prácticamente ha desaparecido y la lengua del Ventorrillo alcanza los

4.805 m s.n.m. El balance de masa ($-1,81 \times 10^6 \text{ m}^3$) en este periodo resulta también negativo, con unas pérdidas totales de $1,84 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Figura 3.15), lo que supone una tasa de disminución de 4.831 m^3 diarios ($1,76 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$) y una reducción media de 5 m en el espesor del glaciar. En la fotografía aérea del 13 de abril de 1998, al final de la estación de ablación, el glaciar muestra un aspecto deteriorado afectado por las altas temperaturas, que han incrementado la profundidad y separación de las grietas, y las mermas debidas a la acción volcánica reciente, que le ha cubierto parcialmente de material (Figura 3.16).

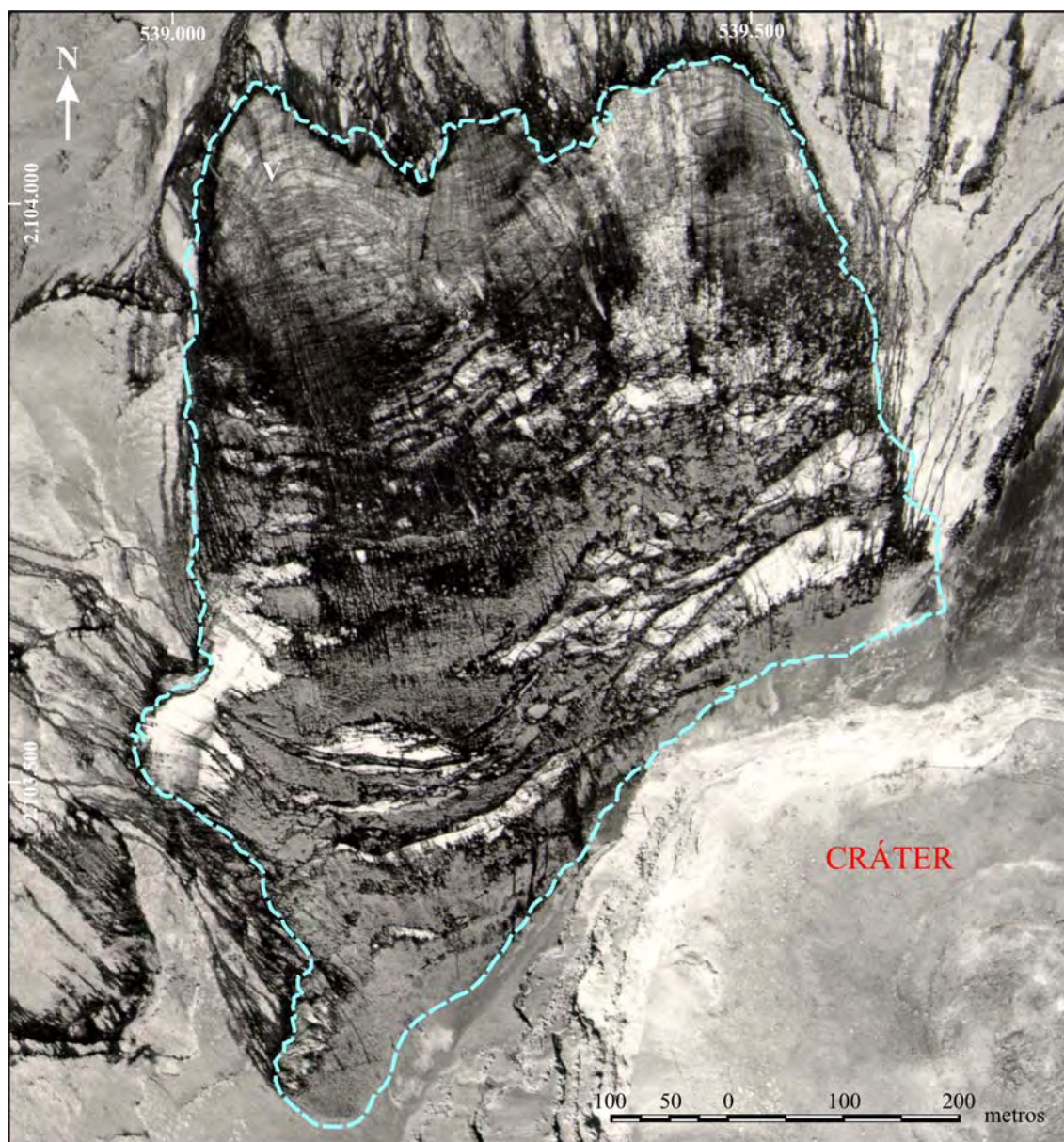


Figura 3.16. Fotografía aérea tomada el 13 de abril de 1998, referenciada, donde se aprecia el aspecto del glaciar al final de la estación de ablación y parcialmente cubierto por los productos de la explosión del 21 de marzo. La “V” marca la posición de la lengua del Ventorrillo. (Fotografía de la SCT).

Las explosiones se suceden en el periodo siguiente, entre diciembre de 1998 y junio de 1999. En estos 6 meses disminuye la tasa de retroceso de la superficie del glaciar ($82,7 \text{ m}^2/\text{día}$, $30.187,2 \text{ m}^2/\text{año}$), pero se acelera la pérdida de espesor, de manera que sufre unas mermas de $1,07 \times 10^6 \text{ m}^3$, a una velocidad superior que en el periodo anterior

($5.903 \text{ m}^3/\text{día}$, $2,16 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$). La erupción del 17 de diciembre de 1998 arroja gran cantidad de material sobre el glaciar, de forma que todavía el 2 de febrero de 1999 se puede observar la mayor parte de su superficie cubierta por los piroclastos, excepto en el sector de las lenguas centrales, donde se aprecian los impactos de los balísticos (Figura 3.17). Los piroclastos que mantean la superficie del glaciar pueden provocar su fusión. Pierson (1989) señala que una capa de piroclastos calientes sobre la nieve o el hielo produce una “fusión pasiva”, más lenta que la abrasión, pero efectiva con el paso del tiempo. Las tefras se distribuyen de forma irregular por la superficie del glaciar en función de la cantidad que expulse el volcán, el tamaño de las partículas y la dirección y fuerza del viento, pero también depende de la topografía del propio glaciar, que se accidenta al ampliar sus grietas durante las fases de ablación estacionales (Manville *et al.*, 2000). Una vez enfriadas las tefras, su efecto en la ablación es un equilibrio entre el aumento de fusión, debido al incremento de absorción de radiación solar incidente, y una reducción de la fusión causada por el aislamiento del hielo y la nieve de la acción directa del sol. Brock *et al.* (2007) apuntan que el espesor de la capa de depósitos establece un control en ese equilibrio físico. La reducción de ablación del glaciar por el efecto aislante de una capa de piroclastos ha sido estudiada en varios volcanes (p.e. Driedger, 1981; Kirkbride y Dugmore, 2003; Brock *et al.*, 2007). En el caso del glaciar del Popocatepetl, no se puede cuantificar en qué medida la erupción del 17 de diciembre de 1998 supuso una merma en el espesor del glaciar, aunque sí se conoce la influencia que tuvo en el retroceso del su frente, ya que entre el 2 de diciembre de 1998 y el 2 de febrero de 1999 abandona un área de $10.258,5 \text{ m}^2$ ($165,5 \text{ m}^2/\text{día}$, o $60.392,5 \text{ m}^2/\text{año}$, Figura 3.10). En cambio, la actividad volcánica generada entre febrero y junio de 1999, no repercutió de la misma manera en la disminución de la superficie del glaciar, que entre las dos fechas perdió $4.793,79 \text{ m}^2$ ($39,9 \text{ m}^2/\text{día}$, o $14.581,1 \text{ m}^2/\text{año}$ figura 3.10).

El desigual reparto de estos materiales produce diferencias en la ablación en las distintas partes de la superficie del glaciar, por lo que tal vez sea esta la razón de las desigualdades observadas en los cambios de espesor en los dos primeros periodos de estudio (Figura 3.14, 1 y 2).

Por otra parte, los fragmentos más grandes que son lanzados desde el cráter impactan sobre la superficie del glaciar y producen agujeros (Figura 3.17). Estos huecos serán rellenados posteriormente con nieve y tefras.

Tras la erupción de diciembre de 1998, el CENAPRED (2001; 1997-2003) también señala que se produjeron “*flujos de agua*” (*sic*) en la superficie del lahar. Estos flujos vuelven a repetirse durante la actividad de los meses de marzo y mayo de 1999. La remoción de los materiales que cubren el hielo del glaciar puede ocasionar su ablación (Manville *et al.*, 2000). La evacuación de los piroclastos se puede producir por gravedad o por escorrentía y causar acanaladuras en la superficie del glaciar como han observado Palacios *et al.* (1998 y 2001). Otra posibilidad, es que las capas de tefra sean cubiertas a su vez por nieve o granizo, con lo que pasan a formar parte de la masa glaciar. La fotografía del 2 de junio de 1999 muestra el glaciar casi libre de piroclastos. Las máximas pérdidas de espesor (11,5 m) se producen en el sector central, cerca del borde del cráter, tal vez producidas por abrasión. La acción mecánica de los piroclastos sobre el hielo y la nieve transfieren el calor de forma más efectiva que en una acción pasiva (Pierson *et al.*, 1990), por lo que la reducción de espesor cerca del cráter se debe más a la abrasión, que a la “fusión pasiva” derivada de una cubierta estática de tefras.

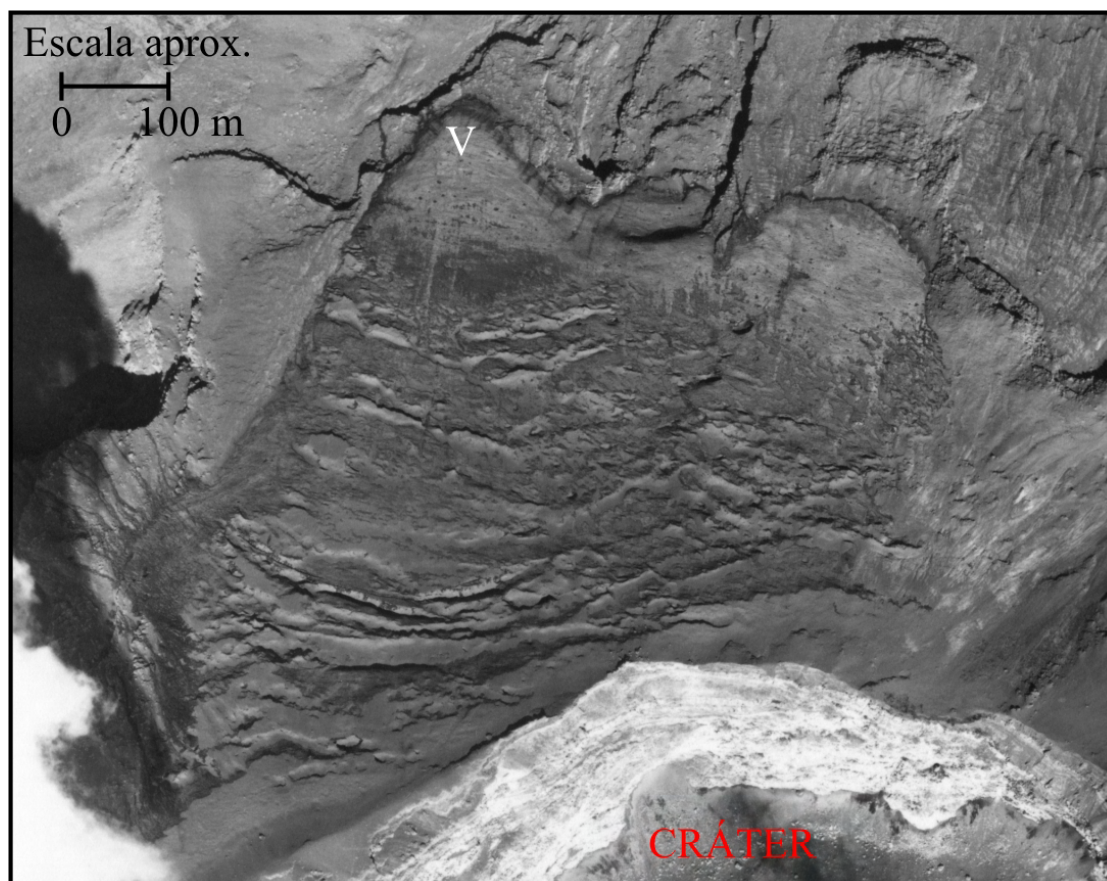


Figura 3.17. Fotografía aérea tomada el 2 de febrero de 1999, sin corregir ni referenciar (la escala es aproximada), donde se aprecia el aspecto del glaciar cubierto de piroclastos y los impactos producidos por los balísticos de las últimas explosiones en el hielo de las lenguas del glaciar. La “V” marca la posición de la lengua del Ventorrillo (Fotografía de la SCT).

La actividad volcánica entre junio de 1999 y noviembre de 2000 se mantiene, aunque reduce considerablemente su intensidad (CENAPRED, 2001). Pero a pesar de la levedad de la actividad del volcán anunciada por el organismo, se registran explosiones en julio, agosto, septiembre y principios de octubre de 1999, capaces de modificar la morfología del cráter (ver capítulo 3). La superficie del glaciar experimenta una reducción de $325.816,8 \text{ m}^2$, lo que supone una tasa de retroceso de $178,8 \text{ m}^2/\text{día}$ ($65.248,7 \text{ m}^2/\text{año}$, Figura 3.10). En la fotografía del 14 de octubre de 1999, se pueden apreciar unas grietas amplias que compartimentan el glaciar en escalones (Figura 3.18). A partir de este momento, el glaciar mantendrá esta morfología escalonada.

Entre octubre de 1999 y noviembre de 2000, la tasa de retroceso disminuye ($38,6 \text{ m}^2/\text{día}$, o $14.087,8 \text{ m}^2/\text{año}$, Figura 3.10). En la fotografía tomada en la última fecha se observa el glaciar cubierto de nuevo por una capa de piroclastos. La resta de MDE entre junio de 1999 y noviembre de 2000 refleja un balance total positivo de $0,22 \text{ m}^3$, con unas pérdidas absolutas de tan sólo $0,20 \text{ m}^3$. En este caso, la cubierta de piroclastos parece que ha actuado como protector del glaciar ante la fusión, tal vez porque ya cayeran fríos sobre el glaciar o porque el espesor de la capa fuera el indicado para conseguir un balance positivo para el glaciar (Brock *et al.*, 2007). Por otra parte, la acumulación de tefra también influye en el resultado de la comparación de MDE, donde se observan aumentos de espesor posiblemente debidos a un mayor acopio de materiales (Figura 3.14). Estos incrementos de espesor suponen una media de $0,9 \text{ m}$, y se producen cerca del cráter y en la mitad oriental del glaciar. También se observan en el área abandonada por el glaciar, debidos tal vez, a una recolocación del material producida en

la fusión. A pesar del aumento generalizado, se aprecian reducciones del espesor localizadas que pueden alcanzar los 11 m, en el extremo occidental del glaciar (Figura 3.14).

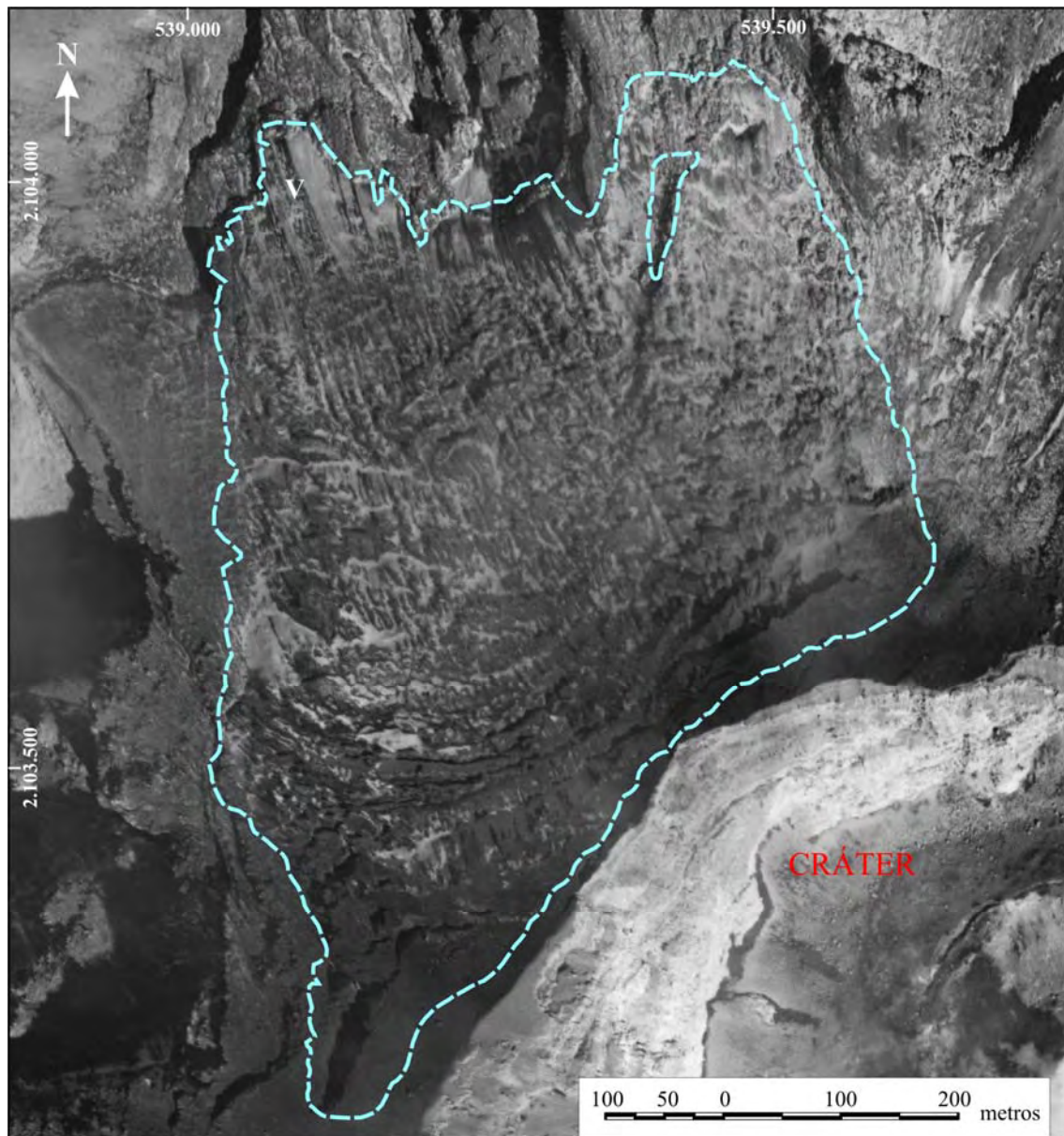


Figura 3.18. Fotografía aérea tomada el 14 de octubre de 1999, corregida y referenciada, donde se aprecia la morfología escalonada del glaciar. La “V” marca la posición de la lengua del Ventorrillo (Fotografía de la SCT).

Por otra parte, los únicos lahares producidos en este periodo fueron alimentados por las precipitaciones de las tormentas tropicales.

Entre la realización de las fotografías de noviembre de 2000 y enero de 2001, tienen lugar una serie de fuertes explosiones que destruyen un gran domo que ha ido desarrollándose en el interior del cráter. El glaciar pierde una superficie de $7.794,0 \text{ m}^2$, con una tasa de reducción de $100,5 \text{ m}^2/\text{día}$ ($36.675,3 \text{ m}^2/\text{año}$, Figura 3.10). Tan sólo dos días después de la toma de la segunda fotografía se produce una fuerte explosión, cuyo resultado es un flujo de piroclastos que se desplaza sobre el glaciar y acaba generando un lahar que recorre 14,2 km por la barranca de Huiloac (Capra *et al.*, 2004; Muñoz, 2007). Según Muñoz (2007) el volumen de este lahar fue de 160.000 m^3 , con una

cantidad de agua estimada en 48.000 m^3 . Entre el 20 de enero y el 15 de marzo de 2001, el glaciar pierde $40.137,2 \text{ m}^2$, con una tasa de retroceso de $743,3 \text{ m}^2/\text{día}$ ($271.297,5 \text{ m}^2/\text{año}$, Figura 3.10). Según estos datos, los efectos de la explosión de enero de 2001 sobre el glaciar producen una importante merma en la superficie ocupada por el hielo, mientras que el material de caída que recibe el glaciar en las explosiones de diciembre de 2000, no tuvo las mismas consecuencias, aunque sí incrementó ligeramente las tasas de retroceso con respecto al periodo anterior. Esto confirma la observación de Pierson *et al.* (1990) en la que considera que la acción mecánica de los piroclastos sobre el glaciar es mucho más efectiva en la fusión que la simple caída.

Entre el 15 de marzo y el 6 de abril disminuye la tasa de reducción de la superficie del glaciar ($310,1 \text{ m}^2/\text{día}$, o $113.175,8 \text{ m}^2/\text{año}$, Figura 3.10), aunque todavía es considerable. El glaciar se encuentra en esos momentos en su estación de ablación, por lo que no es de extrañar que se produzcan mermas por causas climáticas, a las que se sumarían los efectos de la cubierta de piroclastos del 22 de enero y las cenizas depositadas en la segunda quincena de marzo (CENAPRED, 1997-2003).

La comparación de los MDE creados para noviembre de 2000 y abril de 2001 muestra un balance negativo, con unas pérdidas absolutas de $0,83 \times 10^6 \text{ m}^3$, que suponen un equivalente de $0,72 \text{ Hm}^3$ de agua. Las mayores reducciones de espesor (aproximadamente 10 m) se observan en el sector central, mientras que en las proximidades del cráter el balance es positivo (Figura 3.13). En la fotografía del 15 de marzo de 2001 (Figura 3.19) se aprecian los surcos de abrasión producidos por el flujo piroclástico de enero.

Desde abril de 2001 hasta finales de ese año, las modificaciones morfológicas sufridas en el interior del cráter sugieren fases de construcción y destrucción de domos muy rápidas, no obstante, la información del CENAPRED indica una considerable reducción de la actividad. Entre abril y agosto de 2001 el glaciar pierde una superficie de $21.096,2 \text{ m}^2$ ($155,1 \text{ m}^2/\text{día}$, o $56.618,3 \text{ m}^2/\text{año}$, Figura 3.10), a pesar de que se encuentra al final de la principal estación de acumulación. Sin embargo, la disminución en el incremento de la tasa de retroceso se aprecia entre agosto de 2001 y junio de 2002, con valores de $67,1 \text{ m}^2/\text{día}$ ($24.488,2 \text{ m}^2/\text{año}$, Figura 3.10).

Entre abril de 2001 y junio de 2002 el glaciar pierde un volumen absoluto de $0,63 \times 10^6 \text{ m}^3$, que supone un equivalente de $0,55 \text{ Hm}^3$ de agua (Figura 3.15). Su espesor medio se reduce 2,1 m y en su sector oriental ha llegado a disminuir un máximo de 8,5 m (Figura 3.14). En el inicio de la estación de acumulación del verano, la fotografía del 17 de junio de 2002 muestra un glaciar muy deteriorado, con grietas muy amplias, que dejan aislados algunos bloques de hielo.

Desde junio de 2002 hasta finales de año, la actividad del volcán se reduce a pequeñas emisiones de gases y cenizas. Por esto, y por coincidir este periodo con la estación de acumulación, el glaciar disminuye sus pérdidas en volumen, con unas pérdidas absolutas de $0,29 \times 10^6 \text{ m}^3$, lo que supone una tasa de disminución de $1.694,2 \text{ m}^3/\text{día}$ ($618.381,1 \text{ m}^3/\text{año}$, Figura 3.15). Aunque el espesor del glaciar disminuye una media de 0,8 m, en la lengua del Ventorrillo se producen reducciones de hasta un máximo de 9,8 m. El aspecto del glaciar en la fotografía aérea del 2 de diciembre de 2002, ya no es el de un “río de hielo”, sino el de un grupo de bloques de hielo dispersos (Figura 3.20).

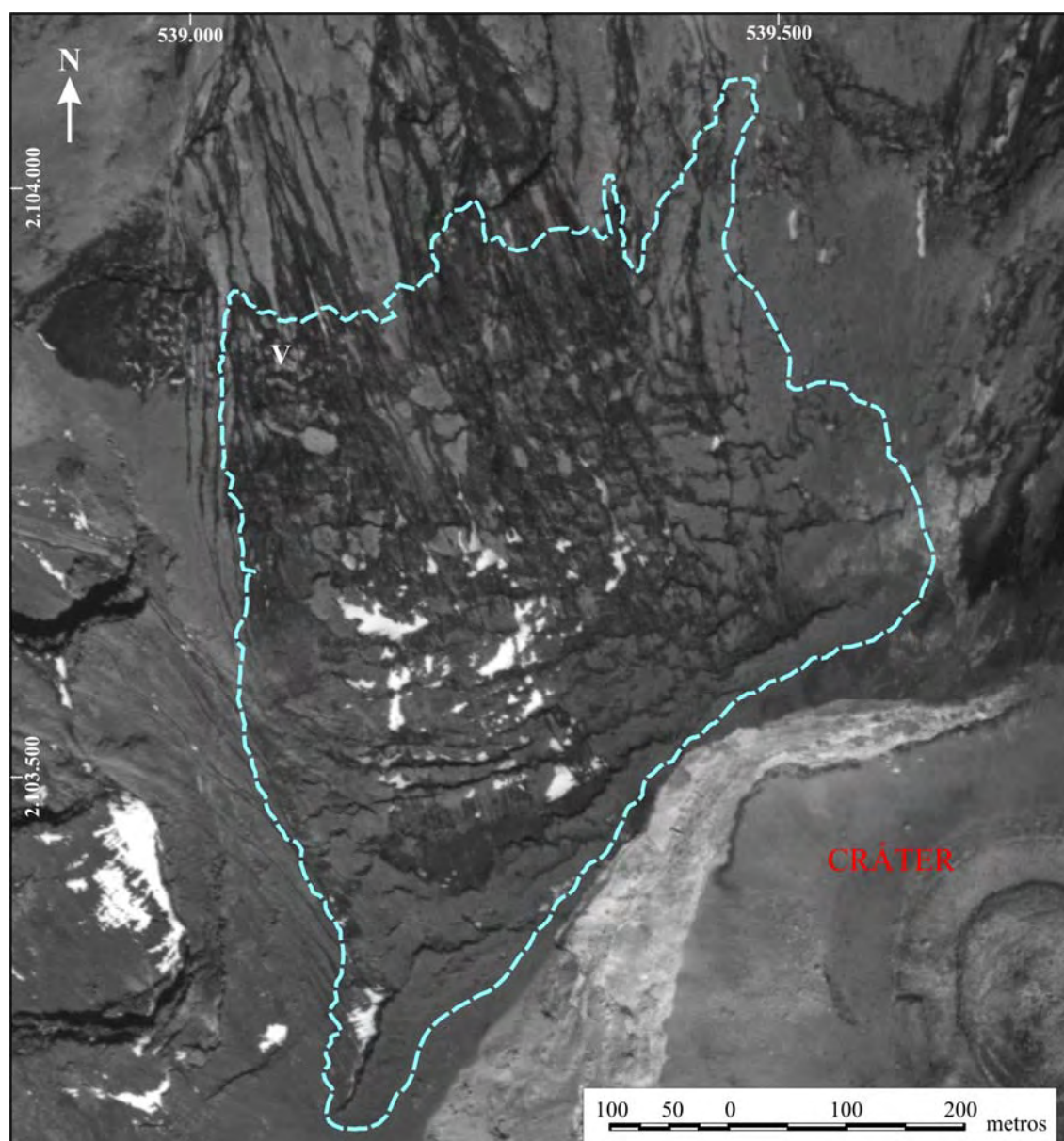


Figura 3.19. Fotografía aérea tomada el 15 de marzo de 2001, corregida y referenciada, donde se aprecian los surcos de abrasión producidos por el flujo piroclástico del 22 de enero, que deforman la secuencia de escalones de hielo. La “V” marca la posición de la lengua del Ventorrillo (Fotografía de la SCT).

La actividad eruptiva se incrementa en diciembre de 2002 con la explosión que destruye un gran domo en el interior del cráter el día 18. Otras erupciones de menor intensidad se producen en febrero, abril y julio. Entre el 2 de diciembre de 2002 y febrero de 2003 el glaciar retrocede $22.463,8 \text{ m}^2$, con una tasa de $307,72 \text{ m}^2/\text{día}$ ($112.319,0 \text{ m}^2/\text{año}$, Figura 3.10). En la última fecha el glaciar aparece cubierto de materiales y presenta acanaladuras en su sector central. Estas cicatrices pueden estar causadas por la abrasión producida por el material caliente expulsado en diciembre al desplazarse por la superficie del glaciar o bien por una remoción por el agua de fusión de los piroclastos depositados.

En los meses posteriores a febrero de 2003, el glaciar sigue reduciendo su extensión con una tasa de $120,7 \text{ m}^2/\text{día}$ ($44.071,6 \text{ m}^2/\text{año}$, Figura 3.10) entre febrero y julio y con una tasa de $363,4 \text{ m}^2/\text{día}$ ($132.631,9 \text{ m}^2/\text{año}$, Figura 3.10). El aumento de velocidad de retroceso del glaciar experimentada en el último mes se puede relacionar

con la caída de material incandescente sobre el cráter, aunque sólo se tienen noticias de que se produjeron dos emisiones moderadas de ceniza. También puede estar vinculada con la evacuación de material que cubría anteriormente el glaciar.

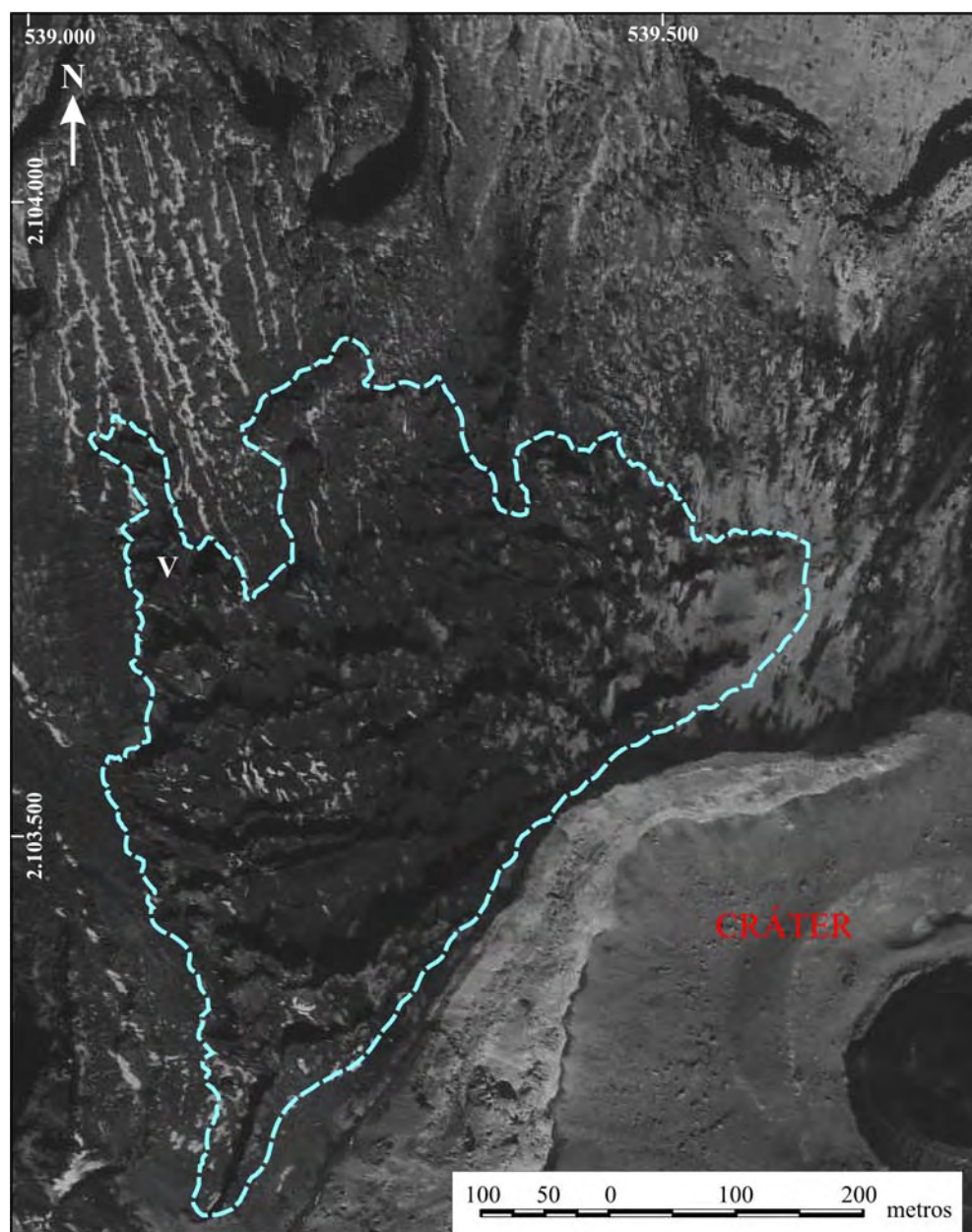


Figura 3.20. Fotografía aérea tomada el 2 de diciembre de 2002, corregida y referenciada, donde se observa el glaciar cubierto por las cenizas de las últimas exhalaciones. El hielo se ha separado en bloques inconexos que ya no tienen aspecto de glaciar. La “V” marca la posición de la lengua del Ventorrillo (Fotografía de la SCT).

A principios de 2003, la parte superior del espacio que ocupaba el glaciar del Popocatepetl está ocupada por una serie de bloques de hielo cubiertos por los materiales arrojados por el volcán. Tal sólo son visibles gracias a que sus escarpes quedan al descubierto y su color blanco resalta entre los oscuros piroclastos. Ya no se puede hablar de glaciar.

3.4.- Comparación del retroceso del glaciar del Popocatepetl con los glaciares de Ayoloco y Atzinlti (Iztaccíhuatl)

Los glaciares de Ayoloco y Atzinlti, en la cara occidental del Iztaccíhuatl, han venido retrocediendo (Figura 3.21) desde la PEH por causas climáticas, ya que el volcán se considera dormido desde su última erupción hace 0,08 Ma (Nixon, 1989).

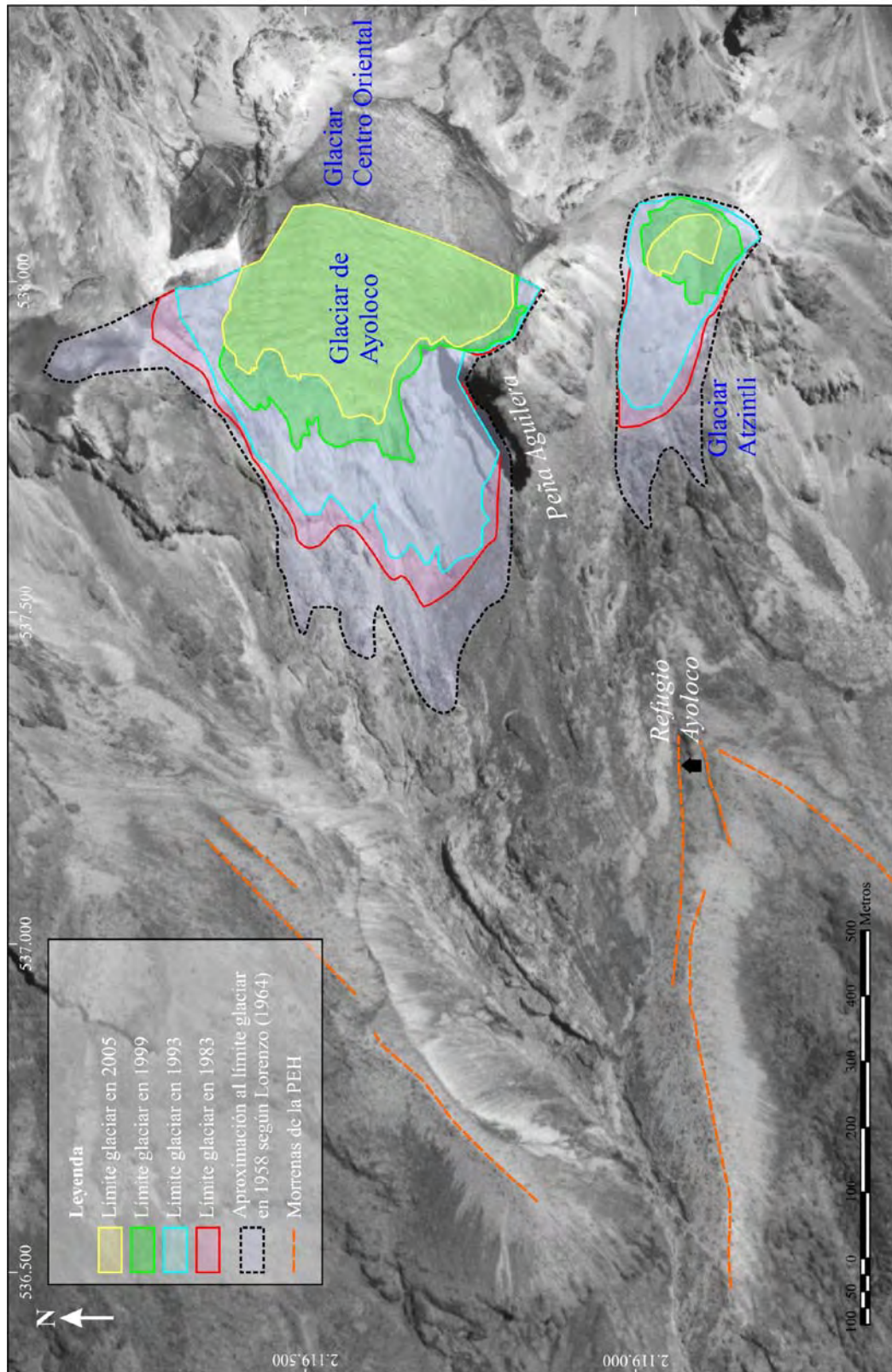


Figura 3.21. Sobre la ortofotografía de abril de 1999 (SCT) se representa la reducción de los glaciares de Ayoloco y Atzinlti entre 1958 (reproducción aproximada de la cartografía de Lorenzo (1964)) y 2005. También se señalan algunas de las morrenas de la PEH.

En el año 2005, el glaciar de Ayoloco ocupaba el 31,4% de la superficie de 1958 y el de Atzintli, el 9,9%. Si se comparan los retrocesos en superficie de los glaciares del Iztaccíhuatl (Figura 3.22) con el del Popocatépetl (Figura 3.10), las tasas anuales son siempre mayores en este último (Figura 3.23).

Año	AYOLOCO		ATZINTLI	
	Superficie (m ²)	Tasa de reducción (m ² /año)	Superficie (m ²)	Tasa de reducción (m ² /año)
1958	267.902,1		64.476,8	
1983	201.060,5	2.673,7	45.371,0	764,2
1993	178.076,6	2.298,4	39.669,8	570,1
1999	107.441,3	11.772,6	16.095,0	3.929,1
2005	84.077,7	3.893,9	6.351,3	1.624,0

Figura 3.22. Superficie ocupada por los glaciares Ayoloco y Atzintli del Iztaccíhuatl en cada una de las fechas de estudio (en m²) tasa de reducción en m²/día desde la fecha anterior.

Considerando la superficie asignada por Lorenzo (1964) al glaciar del Popocatépetl en 1958 (720.000 m²) -aunque sea algo arriesgada la comparación por los motivos ya argumentados- entre esta fecha y 1982 el glaciar ha retrocedido con una tasa de 5.483,2 m²/año. Esta cantidad es superior a los 2.673,7 m²/año que se reduce el glaciar de Ayoloco entre 1958 y 1983 o los 764,2 m²/año del Atzintli. Pero a pesar de que las cantidades absolutas perdidas por el glaciar del Popocatépetl son mucho mayores que las de sus vecinos, suponen solamente el 18,3% de la superficie de 1958, mientras que el glaciar de Ayoloco disminuye el 24,9% y el de Atzintli el 29,6%.

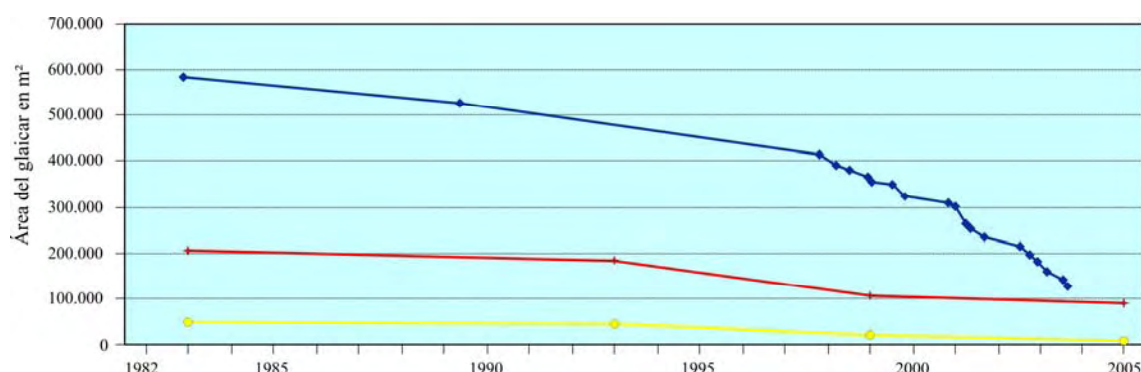


Figura 3.23. Evolución de la superficie ocupada por el glaciar del Popocatépetl (línea azul), y los glaciares Ayoloco (línea roja) y Atzintli (línea amarilla) del Iztaccíhuatl, entre 1982 y 2005 (en m²).

Entre 1983 y 1993 las tasas de reducción en los glaciares del Iztaccíhuatl son algo inferiores a las del periodo anterior, que disminuyen el 11,4% y el 12,6% respecto de 1983. Mientras tanto el glaciar del Popocatépetl pierde 9.640,7 m²/año entre noviembre de 1982 y mayo de 1989 y 12.917,1 m²/año entre la última fecha y noviembre de 1997. Desde 1982 a 1989 se destruye un 10,7% del glaciar, porcentaje muy similar a los de los glaciares Ayoloco y Atzintli. En cambio, desde 1989 a 1997 la extensión del glaciar del Popocatépetl se ve reducida en un 29,3% respecto de la de 1989. Por lo tanto, es evidente la influencia de la actividad volcánica que se ha iniciado en el Popocatépetl.

En los seis años siguientes, los glaciares del Iztaccíhuatl experimentan un fuerte retroceso, con tasas de 11.772,6 m²/año y 3.929,1 m²/año, por lo que se puede pensar en que las condiciones climáticas han favorecido especialmente en este periodo la

disminución del área de los glaciares. Por otra parte, el glaciar del Popocatepetl muestra reducciones aún mayores, con 50.492,4 m²/año de pérdidas entre noviembre de 1997 y febrero de 1999, por lo que a la influencia del clima, hay que sumar el efecto que causa sobre el glaciar el incremento de la actividad volcánica. Además, cabe plantearse la posibilidad de que el aumento de la actividad volcánica del Popocatepetl haya influido también de forma negativa sobre los glaciares del Iztaccíhuatl (cubierta de cenizas, aumento del calor geotérmico...).

Entre febrero de 1999 y agosto de 2003, la tasa media de retroceso del glaciar se mantiene elevada en el caso del Popocatepetl (49.591,9 m²/año), mientras que las de los glaciares del Iztaccíhuatl se reducen a 3.893,9 m²/año en Ayoloco y 1.624,0 m²/año en Atzintli. Si se mantiene la premisa de que los glaciares del Iztaccíhuatl están solamente condicionados por la acción del clima, cabe suponer que las características climáticas se han modificado y no han hecho retroceder a los glaciares al mismo ritmo que en el periodo anterior. Por el contrario, este cambio en las manifestaciones climáticas no se sabe si ha tenido efecto en el glaciar del Popocatepetl y ha quedado enmascarado por la influencia de la actividad volcánica. Hay que tener en cuenta, que la erupción del 22 de enero de 2001 supuso una fuerte reducción de la masa de hielo alojada en la cara norte del Popocatepetl.

Entre 1982 y 2003 los glaciares de Ayoloco y Atzintli pierden 111.869 y 36.536 m² (según cálculos aproximados a partir de las tasas de retroceso, Figura 3.22), mientras que el del Popocatepetl ha disminuido una superficie de 287.365 m². En porcentajes, esto supone que el glaciar del Popocatepetl pierde el 78,2% de su superficie y Ayoloco y Atzintli el 54,9% y 79,2% respectivamente. La proporción tan alta de retroceso del glaciar de Atzintli se debe a que su cabecera se encuentra en una posición más baja (5.040 m s.n.m. en su punto más alto) que la del glaciar de Ayoloco (Figura 3.21), de forma que comienza a sentir antes los efectos de los cambios en el área de acumulación, lo que incrementa considerablemente la velocidad de reducción.

4.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este apartado se comparan los resultados obtenidos en la investigación con otros llevados a cabo por otros investigadores que han empleado similares técnicas para conocer el retroceso del glaciar o han cuantificado sus dimensiones en una fecha concreta. Se exponen también las conclusiones del trabajo y se valora la utilidad y calidad del método empleado.

4.1.- Comparación de los resultados con otros estudios.

El inventario de los glaciares de México que llevó a cabo J.L. Lorenzo (1964) no tuvo continuidad en el tiempo mediante un seguimiento detallado. Hay que esperar hasta 1981, para que White publique algunas observaciones sobre los glaciares mexicanos, aunque su trabajo no suponga una actualización del inventario de Lorenzo. En 1997, Delgado presenta una revisión exhaustiva de la evolución del glaciar del Popocatepetl, recopilando las descripciones anteriores, las alturas del frente de las lenguas y la superficie calculada por Lorenzo. Además, calcula sobre el fotomapa de 1982 publicado por el INEGI (1983) la superficie de los glaciares y “*campos permanentemente helados*” del Popocatepetl. Delgado (1993, 1996 y 1997) y Delgado y Brugman (1996) delimitan dos glaciares, Ventorrillo y Noroccidental, que cubren una superficie de 0,453 km² y 0,106 km², respectivamente, y sus frentes se extienden hasta una altitud de 4.760 m y 5.060 m. En esta investigación se ha demarcado un único

cuerpo glaciar sobre la fotografía aérea de noviembre de 1982 (la misma empleada en la construcción del fotomapa editado por el INEGI, 1983) con una extensión planimétrica de 5,884 km². La lengua del Ventorrillo alcanza una altitud mínima de 4.766 m sobre el MDE generado con las curvas de nivel del fotomapa (a escala 1:20.000). A pesar de que el frente se sitúa en una altitud muy similar en los dos estudios, en el presente trabajo se estima que el área del glaciar es unos 29×10^3 m² mayor, por lo que los cálculos de comparación con otras fechas resultarían diferentes.

En 1998 se publica el Informe del WGMS referido al periodo 1990-1995, con el listado de las características de 645 glaciares de todo el mundo. En este inventario el glaciar del Ventorrillo en el Popocatepetl aparece con una superficie de 0,44 km² y una longitud de 0,8 km. Según estos datos el glaciar se encuentra entre una cota máxima de 5.380 m s.n.m. y una mínima de 4.760 m s.n.m., las mismas alturas que ofrece Delgado (1993, 1996 y 1997) para el año 1982. En las medidas realizadas en esta investigación el frente de la lengua del Ventorrillo, sobre el MDE con las alturas de 1982 restituídas por el INEGI (1983), en mayo de 1989 se encuentra a 4.788 m s.n.m. y en noviembre de 1997 se sitúa a 4.796 m s.n.m. Si los observadores del WGMS hicieron las medidas sobre el fotomapa, queda claro que las dimensiones se refieren a la posición del glaciar en 1982 y no a las del periodo 1990-1995.

En cambio, sobre el MDE generado por restitución de la fotografía de noviembre de 1997, la cota más baja del glaciar se localiza a 4.769 m s.n.m. Como se observa, la obtención de los valores de altitud depende de la base topográfica que se emplee para ello. En este caso la topografía creada por el INEGI (1983) presenta curvas de nivel cada 20 m, mientras que las restituciones realizadas por el equipo de topógrafos del proyecto LAHAR tienen curvas cada 10 m, además de una nube de puntos significativos. Tampoco los equipos de restitución han sido los mismos. Por todo esto, la precisión no es la misma en fuentes tan dispares y los datos no son comparables.

Respecto a la superficie apuntada por el WGMS (1998) para el periodo 1990-1995 (0,44 km²) resulta una cantidad intermedia entre los 525.699,5 m² calculados aquí para mayo de 1989 y los 415.709,2 m², para noviembre de 1997.

Posteriormente, Huggel y Delgado (2000) hacen un seguimiento del glaciar del Popocatepetl usando técnicas fotogramétricas, con las imágenes de mayo de 1996, febrero de 1997, febrero de 1998 y enero de 1999. En su estudio el glaciar presenta una superficie de 0,54 km² en la primera de las fechas y en enero de 1999 cubre 0,42 km². En el presente trabajo no se cuenta con la fotografía aérea de 1996, pero en la de mayo de 1989 se cartografía una superficie de 0,53 km² (525.699,5 m² en la figura 3.10) y de 0,42 km² (415.709,2 m² en la figura 3.10) en noviembre de 1997. Por otra parte, en la fotografía del 2 de febrero de 1999 se delimita un área glaciada de 0,35 km² (354.564,9 m² en la figura 3.10). Los mismos autores consideran que la disminución del área del glaciar entre 1982 y 1996 fue muy pequeña comparada con el retroceso de otros glaciares del mundo, debido a causas climáticas. No cuantifican la variación, pero en el presente estudio se considera que entre noviembre de 1982 y noviembre de 1997 el glaciar pierde casi 0,20 km², aproximadamente el 30% de la extensión de la fecha inicial. Esta discrepancia en los valores de superficie del glaciar no se debe sólo a los diferentes programas informáticos que se han empleado, sino que depende más de la interpretación del investigador a la hora de delimitar el glaciar.

Huggel y Delgado (2000) también calculan las variaciones de espesor que sufre el glaciar entre las fechas de estudio y, aunque no presentan cifras de variaciones volumétricas, las cartografías realizadas entre 1997-1998 y 1998-1999, son muy semejantes al mapa 1 de la Figura 3.14, donde el glaciar experimenta las mayores pérdidas en su sector inferior (Figura 3.24).

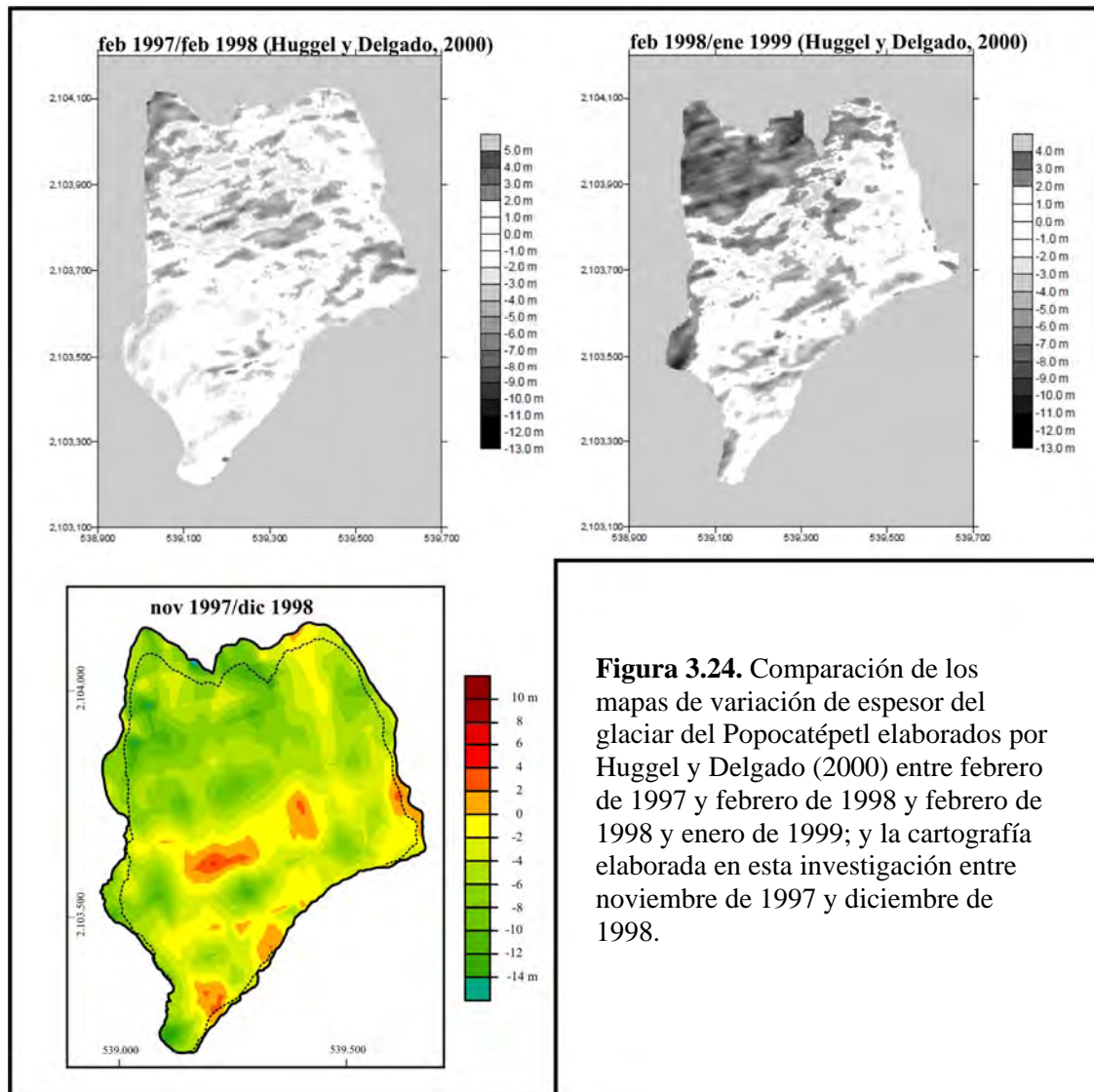


Figura 3.24. Comparación de los mapas de variación de espesor del glaciar del Popocatepetl elaborados por Huggel y Delgado (2000) entre febrero de 1997 y febrero de 1998 y febrero de 1998 y enero de 1999; y la cartografía elaborada en esta investigación entre noviembre de 1997 y diciembre de 1998.

Julio y Delgado (2003) miden la superficie del glaciar sobre la fotografía aérea del 16 de diciembre de 2000, que cubre un área planimétrica de 209.138 m^2 . Los autores consideran que la pendiente media del glaciar es de 35° , por lo que estiman un área real de 255.310 m^2 . En esta investigación se ha medido un área planimétrica para el glaciar de $310.879,9 \text{ m}^2$, el 4 de noviembre de 2000 (Figura 3.10) y se ha obtenido una pendiente media del mismo de $36,5^\circ$ sobre le MDE generado a partir de la misma fotografía. El programa ArcGis ha calculado una superficie real para esta fecha de $384.576,6 \text{ m}^2$. Las diferencias ($129 \times 10^3 \text{ m}^2$ en el caso de las superficies reales) son considerables y todo apunta a que se deben a distintas formas de interpretar el límite del glaciar sobre la fotografía, ya que la cartografía que hacen estos autores no incluye como parte del glaciar la lengua de la Herradura (Figura 3.8). En el estudio de estos autores no se puede comprobar el ajuste el límite del glaciar, ya que no incluyen ninguna imagen de la fotografía sobre la que trabajan.

Por otra parte, Julio y Delgado (2003) estiman un espesor del glaciar a finales de 2000 de 15 m, con lo que calculan un volumen de hielo de $3.829.650 \text{ m}^3$, equivalente a $3.638.167 \text{ m}^3$ de agua. Este cálculo resulta bastante arriesgado si se tiene en cuenta que el glaciar presenta una morfología escalonada y que los mismos autores (Julio *et al.*, 2008) le consideran extinguido a finales del año 2000. Además, si se supone el espesor medio propuesto y se consideran las variaciones en altura que posteriormente ha

experimentado el glaciar y se han considerado aquí, el resultado final sería que a principios de 2003 ya no quedaría nada de hielo en el cono superior del Popocatepetl.

Más tarde, Julio *et al.* (2005) emplean dos fechas de fotografías aéreas para relacionar la variación del glaciar con el lahar de enero de 2001. Sobre la fotografía del 20 de enero de 2001 cartografían un glaciar con 280.357 m^2 , que se ve reducido a 252.262 m^2 sobre la fotografía del 21 de febrero de 2001. Entre las dos fechas calculan, mediante una resta de MDE, una pérdida de volumen de $1.109.804 \text{ m}^3$. De nuevo, existen diferencias con las superficies cartografiadas en el presente trabajo, que considera un área de 303.143 m^2 sobre la fotografía del 20 de enero de 2001. En este caso, la interpretación del límite oriental del glaciar resultó bastante complicada debido a una fumarola que dificulta la visibilidad, por lo que las diferencias puedan ser mayores en esta medida. La presencia de la fumarola no impidió la corrección de la fotografía, pero la restitución se calificó de arriesgada por el equipo de topógrafos, por lo que no se llevó a cabo.

De otro lado, no se ha podido tener acceso a la fotografía del 21 de febrero de 2001, pero sobre la del 15 de marzo se digitalizó una superficie glaciada de $263.005,8 \text{ m}^2$, algo más próxima a la calculada por Julio *et al.* (2005) para finales de febrero. Los cálculos de volumen entre las fechas consideradas no son comparables con los realizados aquí entre noviembre de 2000 y abril de 2001, debido a la gran diferencia en los periodos de tiempo considerados. De todas formas, la erupción del 22 de enero supuso una importante merma para el glaciar, del que se desprendió una gran cantidad de agua. Julio *et al.* (2005) suponen que perdió un equivalente de $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ de agua, de los que sólo $1,6 \times 10^5 \text{ m}^3$ participaron en la formación del lahar. Muñoz (2007) considera que el lahar de 2001 transportó $0,48 \times 10^5 \text{ m}^3$ de agua.

Tanarro *et al.* (2005) emplean también técnicas de fotogrametría y de fotointerpretación convencional para analizar los cambios del glaciar del Popocatepetl en relación con la producción de lahares. En este trabajo la rectificación de las fotografías y mapas, así como los cálculos de longitudes y superficies, se realizan en un CAD (MicroStation). Los autores emplean 10 fechas que coinciden con las que se han utilizado en este trabajo: noviembre de 1982, mayo de 1989, 13 de abril de 1998, 2 de junio de 1999, 20 de enero de 2001, 15 de marzo de 2001, 20 de agosto de 2001, 17 de septiembre de 2002, 13 de febrero de 2003, 21 de julio de 2003 y 25 de agosto de 2003. Los cálculos que realizan estos autores coinciden con los obtenidos en esta investigación en cuatro de las fechas (enero, marzo y agosto de 2001, y febrero de 2003). En el resto, las cifras manejadas aquí son unos 4.000 m^2 superiores para noviembre de 1982 y mayo de 1989; aproximadamente 3.000 m^2 mayores para abril de 1998 y junio de 1999; y tan sólo 58 m^2 inferiores para septiembre de 2002 y 2 m^2 para agosto de 2003. Según estas comparaciones en los resultados, parece que la utilización de un programa distinto para trabajar las fotografías no imprime muchas diferencias en los resultados, mientras que los distintos criterios de fotointerpretación marcan una discrepancia en los mismos.

En el mismo año que ven la luz los trabajos de Julio *et al.* (2005) y Tanarro *et al.* (2005), se publica el siguiente Informe del WGMS referido al periodo 1995-2000. En esta compilación se considera una superficie de $0,53 \text{ km}^2$ y una longitud de $0,37 \text{ km}$ para el glaciar del Ventorrillo, que se localiza entre las cotas de 5.400 m y 4.830 m s.n.m. Respecto al informe anterior el área del glaciar ha aumentado, lo que resulta bastante contradictorio con el resto de las referencias analizadas hasta aquí y con los resultados de esta investigación, en la que para noviembre de 2000 considera una superficie de $310.879,9 \text{ m}^2$. La altura mínima de la lengua del Ventorrillo -muy difícil de medir en 2000, ya que no muestra un único frente, sino un grupo de bloques de hielo

desgajados- se sitúa entre 4.796 m (noviembre de 1997) y 4.927 m (noviembre de 2000), en las medidas sobre el MDE de 1982; y entre 4.769 m y 4.883, según las medidas en sus respectivos MDE. De nuevo, los datos obtenidos en este trabajo no coinciden con los publicados en el Informe del WGMS (2005). El WGMS (2005) también presenta un balance de masa calculado para el glaciar del Ventorrillo entre 1996 y 1997 y, aunque no indica el método de cálculo, estima una pérdida de 1.010.259 m³. En nuestra investigación no se tienen datos para el mismo periodo, pero entre noviembre de 1997 y diciembre de 1998 se calcula que el balance del glaciar es de -1.085.316 m³, algo superior, pero muy similar al ofrecido por el WGMS (2005).

Posteriormente a la publicación de los datos preliminares de este estudio (Andrés *et al.*, 2007) se editan dos artículos científicos (Delgado *et al.*, 2007; y Julio-Miranda *et al.*, 2008) que analizan la evolución del glaciar del Popocatepetl en la presente etapa eruptiva. En el primer trabajo, además de considerar las medidas del glaciar hasta 1982 publicadas con anterioridad, se tratan fotografías aéreas anuales entre los años 1996 y 2000 mediante técnicas de restitución fotogramétrica, para calcular sus dimensiones. Como los autores no indican las fechas exactas de las fotografías empleadas para realizar las restituciones no se pueden hacer comparaciones exactas con los resultados obtenidos aquí. A pesar de esto, se ha intentado hacer un cotejo de las medidas y estimaciones expuestas en ambos trabajos.

Las áreas que ofrecen para los años entre 1996 y 1999 son mucho mayores que las obtenidas aquí, mientras que la superficie del glaciar en 2000 calculada por Delgado *et al.* (2007) es inferior a la nuestra (Figura 3.25).

FECHAS	Andrés <i>et al.</i> (2007) (m ²)	Delgado <i>et al.</i> (2007) (m ²)	FECHAS
14-nov-97	415.709,2	527.363	1997
13-abr-98	388.957,3	503.005	1998
8-jun-98	378.468,7		
2-dic-98	364.823,4		
2-feb-99	354.564,9	416.706	1999
2-jun-99	349.771,1		
14-oct-99	325.816,8		
4-nov-00	310.879,9	255.310	2000

Figura 3.25. Comparación de los cálculos de superficie del glaciar del Popocatepetl según Andrés *et al.* (2007) y Delgado *et al.* (2007) en las respectivas fechas de estudio.

Por lo tanto, las tasas de retroceso y su vinculación con la actividad eruptiva que presentan Delgado *et al.* (2007) no coinciden con las conclusiones de este estudio. En esta investigación se ha estimado una tasa de reducción de 12.917 m²/año entre 1989 y 1997, cifra muy parecida a la que aportan Delgado *et al.* (2007) entre 1996 y 1997 (Figura 3.26) a la vez que indican que se trata de valores similares a los de la etapa pre-eruptiva, por lo que concluyen que la actividad del volcán no afectó al glaciar durante los dos primeros años. En cambio, en este trabajo se ha podido observar que entre noviembre de 1982 y mayo de 1989, periodo en el que el volcán no mostró ningún tipo de actividad visible, la tasa de reducción fue inferior (9.641 m²/año), por lo que cabe suponer que el inicio de la actividad volcánica sí que influyó, incrementando ligeramente las tasas de retroceso del glaciar.

Entre 1997 y 1998 Delgado *et al.* (2007) apuntan un ligero incremento en la reducción del área, mientras que aquí se encuentra una importante recesión entre noviembre de 1997 y abril de 1998 (Figura 3.25) relacionada con un aumento de

intensidad en la actividad volcánica. Las explosiones se suceden hasta junio de 1998, lo que repercute en las tasas de retroceso del glaciar. Delgado *et al.* (2007) también consideran una destacada reducción en la superficie del glaciar con tasas mucho más elevadas ($89.998 \text{ m}^2/\text{año}$) a las obtenidas en la presente investigación (entre 28.139 y $68.363 \text{ m}^2/\text{año}$) (Figura 3.26). Durante el año siguiente (1999-2000), Delgado *et al.* (2007) sostienen que la tasa de reducción se mantiene aproximadamente igual que en el año anterior, aunque aquí se ha visto que la reducción mayor sólo se produce entre junio y octubre de 1999, con una tasa de retroceso menor ($65.249 \text{ m}^2/\text{año}$) que la apuntada por Delgado *et al.* (2007) (Figura 3.26).

Respecto a las reducciones de volumen del glaciar Delgado *et al.* (2007) aportan tres tasas de variación para los periodos 1996-97, 1997-98 y 1998-99. Entre 1997 y 1998, Delgado *et al.* (2007) consideran que el glaciar pierde 964.261 m^3 equivalentes de agua, y entre 1998 y 1999, $1.206.431 \text{ m}^3$. Por otro lado, aquí se estiman unas pérdidas absolutas de $1.589.812 \text{ m}^3$ equivalentes en agua entre noviembre de 1997 y diciembre de 1998 (en 13 meses), y 930.450 m^3 , entre diciembre de 1998 y junio de 1999 (en 6 meses). Las cantidades calculadas aquí son proporcionalmente mayores a las de Delgado *et al.* (2007), si se supone que estos autores emplean periodos de un año. De todas formas, las cifras no son comparables, ya que se desconoce el intervalo exacto que emplean. Así, en sus cálculos resulta difícil ver qué influencia tuvo la erupción del 17 de diciembre de 1998, ya que no se sabe en qué periodo está incluida, mientras que nuestro estudio la encuadra entre el 2-12-1998 y 2-6-1999 y razona cómo pudo ser la causa de importantes pérdidas en el glaciar.

PERIODOS	Andrés <i>et al.</i> (2007) ($\text{m}^2/\text{año}$)	Delgado <i>et al.</i> (2007) ($\text{m}^2/\text{año}$)	PERIODOS
nov82- may89	9.640,7		
may89 - nov97	12.917,1	12.480	1996-1997
nov97 - abr98	66.424,8	25.115	1997-1998
abr98 - jun98	68.363,2	89.998	1998-1999
jun98 - dic98	28.138,6		
dic98 - ene99	60.392,6		
ene99 - jun99	14.581,1	86.251	1999-2000
jun99 - oct99	65.248,7		
oct99 - nov00	14.087,8		

Figura 3.26. Comparación de las tasas de retroceso (en $\text{m}^2/\text{año}$) calculadas por Andrés *et al.* (2007) y Delgado *et al.* (2007) en el glaciar del Popocatepetl en las respectivas fechas de estudio.

Otra diferencia en los cálculos está representada por la densidad de hielo empleada. Delgado *et al.* (2007) utilizan una densidad media de 900 kg/m^3 ($0,9 \text{ g/m}^3$), obtenida de las medidas directas realizadas en julio de 1995. En cambio, los informes oficiales de los trabajos de campo llevados a cabo en el Popocatepetl en 1995, a raíz del inicio de la actividad eruptiva, utilizan cifras medias de densidad de $0,795 \text{ g/m}^3$ (CENAPRED, 1995) y Julio y Delgado (2003) emplean una densidad media de 950 kg/m^3 ($0,95 \text{ g/m}^3$). Por otro lado, los cálculos realizados en esta investigación se basan en una densidad media del hielo de $0,868 \text{ g/cm}^3$, derivada de las medidas realizadas por el equipo de trabajo del proyecto LAHAR en la base del glaciar durante el trabajo de campo de 2002.

Por lo tanto, las diferencias en los resultados obtenidos se deben a la distinta longitud en los periodos de estudio, a las distintas medidas de la superficie del glaciar en cada fecha y a las densidades de hielo consideradas en cada caso.

La investigación de Julio-Miranda *et al.*, (2008) trata un análisis multitemporal de una serie de fotos aéreas (21-mayo-1996; 16-marzo-1997; 2-febrero-1999; 8-enero-2000; y 21-febrero-2001), sobre las que delimitan el glaciar y generan los MDE. Con la resta de MDE obtienen la variación de volumen entre dos fechas consecutivas. Las diferentes fechas de estudio empleadas (excepto el 2 de febrero de 1999) hacen que no se puedan establecer comparaciones directas con los resultados expresados en la presente investigación.

En las medidas de la superficie del glaciar Julio-Miranda *et al.*, (2008) calculan un área mayor que la obtenida por nosotros para el 2 de febrero de 1999 (Figura 3.27). En general, todas las áreas propuestas por estos autores parecen mayores que las empleadas aquí si se comparan las fechas más cercanas. Tan sólo las dimensiones parecen coincidir en la última fecha del trabajo de Julio-Miranda *et al.*, (2008), ya que considera una superficie de $2,6 \times 10^5 \text{ m}^2$ para el 21 de febrero de 2001 y aquí trabajamos con un área similar para el 15 de marzo de 2001. Los mismos autores en una publicación anterior (Julio-Miranda *et al.*, 2005) manejaron un área para esta misma fecha de 252.262 m^2 (Figura 3.27).

FECHAS	Andrés <i>et al.</i> (2007) (m ²)	Julio-Miranda <i>et al.</i> , (2008) (m ²)	FECHAS
		$5,5 \times 10^5$	21-mayo-1996
		$5,1 \times 10^5$	16-marzo-1997
14-nov-97	415.709,2		
2-feb-99	354.564,9	$4,2 \times 10^5$	2-febrero-1999
14-oct-99	325.816,8		
		$3,7 \times 10^5$	8-enero-2000
20-ene-2001	303.142,962		
		$2,6 \times 10^5$	21-feb-2001
15-mar-2001	263.005,795		

Figura 3.27. Comparación de los cálculos de superficie del glaciar del Popocatepetl según Andrés *et al.* (2007) y Julio-Miranda *et al.* (2008) en el glaciar del Popocatepetl en las respectivas fechas de estudio.

La periodización del comportamiento del glaciar en función de la actividad volcánica queda condicionada por las fechas elegidas. De esta manera, Julio-Miranda *et al.*, (2008) interpretan que durante el año 2000 se produce una importante reducción en el área del glaciar como resultado del adelgazamiento que sufre entre 1998 y 1999. Sin embargo, utilizando otras fechas de trabajo intermedias observamos que entre octubre de 1999 y noviembre de 2000 la tasa de retroceso es muy baja ($1,4 \times 10^4 \text{ m}^2/\text{año}$); entre noviembre de 2000 y el 20 de enero de 2001 se incrementa ($3,6 \times 10^4 \text{ m}^2/\text{año}$) en relación con la fuerte explosión de diciembre de 2000; y entre el 20 de enero y el 15 de marzo de 2001 aumenta en una gran proporción ($27,1 \times 10^4 \text{ m}^2/\text{año}$) debido a la erupción del 22 de enero y el flujo de piroclastos que barrió en glaciar (Figura 3.28).

De igual manera, Julio-Miranda *et al.*, (2008) concluyen que el flujo de piroclastos no causó cambios importantes en el glaciar, ya que sus resultados muestran que el balance entre el 8 de enero de 2000 y el 21 de febrero de 2001 es positivo ($2,8 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{año}$) (Figura 3.29). Efectivamente, el balance es positivo considerando la totalidad del periodo. Según nuestros cálculos entre junio de 1999 y noviembre de 2000 también se observa un balance positivo -223.744 m^3 , que equivalen a unos $15,7 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{año}$ en términos comparativos con el trabajo de Julio-Miranda *et al.*, (2008)-,

mientras que en los cuatro meses siguientes el glaciar pierde una gran cantidad de masa (830.448 m^3 , que equivalen a $186,8 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{año}$).

PERIODOS	Andrés <i>et al.</i> (2007) ($\text{m}^2/\text{año}$)	Julio-Miranda <i>et al.</i> , (2008) ($\text{m}^2/\text{año}$)	PERIODOS
		5×10^4	21-5-96 / 15-3-97
		4.5×10^4	16-3-97 / 2-2-99
14-11-97 / 13-4-98	66.424,8		
13-4-98 / 8-6-98	68.363,2		
8-6-98 / 2-12-98	28.138,6		
2-12-98 / 2-2-99	60.392,6		
		6.1×10^4	2-2-99 / 8-1-00
2-2-99 / 2-6-99	14.581,1		
2-6-99 / 14-10-99	65.248,7		
14-10-99 / 4-11-00	14.087,8		
		9.4×10^4	8-1-00 / 21-2-01
4-11-00 / 20-1-01	36.675,3		
20-1-01 / 15-3-01	271.297,5		

Figura 3.28. Comparación de las tasas de retroceso (en $\text{m}^2/\text{año}$) calculadas por Andrés *et al.* (2007) y Julio-Miranda *et al.* (2008) en el glaciar del Popocatepetl en las respectivas fechas de estudio.

PERIODOS	Andrés <i>et al.</i> (2007)		Julio-Miranda <i>et al.</i> , (2008)		PERIODOS
	m^3	$\text{m}^3/\text{año}$	m^3	$\text{m}^3/\text{año}$	
			-8.1×10^4	-9×10^4	21-5-96 / 15-3-97
			-188×10^4	-100×10^4	16-3-97 / 2-2-99
14-11-97/2-12-98	-1.805.316	-1.734.053,45			
2-12-98 / 2-6-99	-1.040.626	-2.086.970,59			
			-128×10^4	-138×10^4	2-2-99 / 8-1-00
2-6-99 / 4-11-00	223.744	156.749,59			
			3.1×10^4	2.8×10^4	8-1-00 / 21-2-01
4-11-00 / 6-4-01	-783.050	-1.868.059,63			
6-4-01 / 17-6-02	-578.256	-483.961,23			
17-6-02 / 2-12-02	-191.647	-416.376,82			

Figura 3.29. Comparación de las pérdidas de volumen (m^3) y sus tasas anuales (en $\text{m}^3/\text{año}$) calculadas por Andrés *et al.* (2007) y Julio-Miranda *et al.* (2008) en el glaciar del Popocatepetl en las respectivas fechas de estudio.

Por otra parte, los mismos autores en un trabajo previo Julio-Miranda *et al.*, (2005) calcularon que entre el 20 de enero y el 21 de febrero de 2001 el glaciar perdió una superficie de 28.095 m^2 , (es decir unos $33,7 \times 10^4 \text{ m}^2/\text{año}$) y un volumen de $111,0 \times 10^4 \text{ m}^3$ ($1.331,8 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{año}$).

Por otro lado, las masas de hielo que ocupan las cumbres del Iztaccíhuatl no han sido objeto de estudios tan minuciosos como el glaciar del Popocatepetl, a pesar de que han llamado poderosamente la atención de los alpinistas. Desde el trabajo de Lorenzo (1964) y las observaciones de White (1981), tan sólo se publican dos investigaciones referidas al glaciar de Ayoloco (Álvarez y Delgado, 2002; y Delgado *et al.*, 2005) y otra que trata de la evolución general de los glaciares del Iztaccíhuatl (Schneider *et al.*, 2008). En la primera, sus autores ofrecen una superficie de 251.000 m^2 , para el glaciar de Ayoloco y un espesor que oscila entre 20 y 40 m. La superficie es la comprendida

por los límites del glaciar trazados sobre un mapa topográfico de 1982 publicado por el INEGI, y las profundidades son las derivadas de la aplicación de radar de penetración terrestre a un perfil del glaciar. En la presente investigación el área del glaciar de Ayoloco medida sobre la ortofoto de 1983 (201.061 m^2) es considerablemente menor que la ofrecida por Álvarez y Delgado (2002). De hecho, en una publicación posterior, Delgado *et al.* (2005) reconsideran una superficie de 218.000 m^2 en 1982, digitalizando sus límites sobre el MDE del INEGI (1983). En este mismo trabajo manejan una superficie del mismo glaciar de 140.890 m^2 en 1998, resultante de digitalizar los límites del glaciar sobre el MDE de 1982 con el apoyo de fotografías oblicuas. La superficie considerada en abril de 1999 en la presente investigación, muestra un área inferior de 107.441 m^2 . La diferencia entre ambas dimensiones se debe indudablemente a la base de información: fotos oblicuas por un lado y una ortoimagen en el segundo caso.

En el trabajo de Álvarez y Delgado (2002) se prueba, mediante la colocación y análisis de trampas de gases, que durante al menos el año 1997 el volcán Iztaccíhuatl tuvo cierta actividad fumarólica, lo que se puede relacionar con el fuerte incremento de la reducción observada aquí entre 1993 y 1999 en los glaciares de Ayoloco y Atzintli (Figura 3.30).

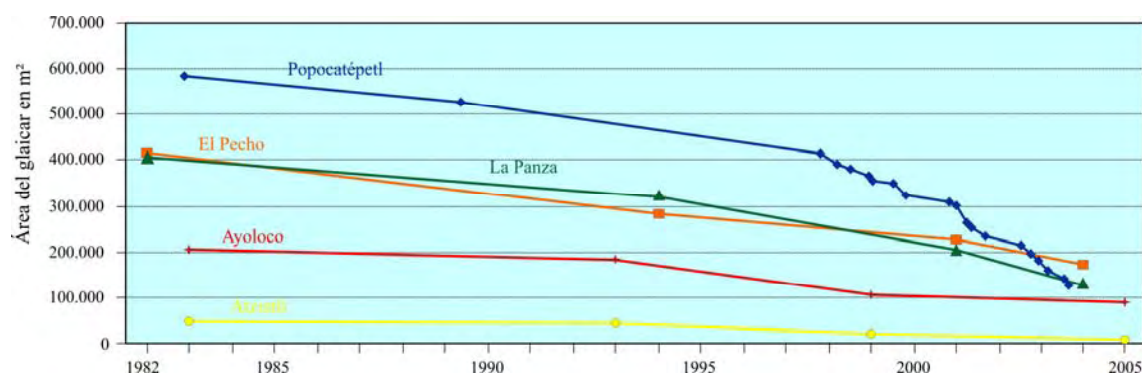


Figura 3.30. Evolución de la superficie ocupada por el glaciar del Popocatepetl (línea azul), y los glaciares Ayoloco (línea roja) y Atzintli (línea amarilla) del Iztaccíhuatl, entre 1982 y 2005 (en m^2), en comparación con la reducción en superficie observada por Schneider *et al.* (2008) en los conjuntos de El Pecho (línea naranja) y La Panza (línea verde) del Iztaccíhuatl.

Por último, el trabajo de Schneider *et al.* (2008) trata la reducción de toda la masa glaciar del Iztaccíhuatl basándose en diferentes fuentes: la máxima extensión de los glaciares durante la PEH, cartografiada sobre una imagen ASTER de 2001; los datos recogidos por Lorenzo (1964); las mediciones sobre la ortofoto de 1982 (INEGI, 1983), las fotografías aéreas de diciembre de 1997 y las imágenes ASTER de 2001, 2006 y 2007; y las observaciones del trabajo de campo de 2004. Los autores concluyen que la masa de hielo glaciar del Iztaccíhuatl en 2007 constituye tan sólo el 4,3% de la máxima extensión de la PEH. En la figura 3.30. se representa la disminución en superficie de los conjuntos de El Pecho y La Panza, calculados por Schneider *et al.* (2008) en el periodo de tiempo considerado aquí para el retroceso de los glaciares del Popocatepetl, Ayoloco y Atzintli. Se puede observar que las líneas que marcan la disminución de los glaciares de Ayoloco y Atzintli siguen paralelas a la que representa el conjunto de La Panza (donde se encuentran los dos glaciares), excepto entre 1999 y 2005, cuando el total del hielo de La Panza retrocede a mayor velocidad que el de los glaciares Ayoloco y Atzintli.

4.2.- Conclusiones.

El glaciar del Popocatepetl ha experimentado un fuerte retroceso desde le inicio de la actual fase eruptiva, aunque su extensión ya se venía reduciendo desde la PEH. La influencia de la actividad volcánica en la extinción del glaciar es muy difícil de cuantificar, debido a las complejas relaciones que se establecen entre ambos. Lo que sí queda patente es que la acción del volcán puede provocar una fusión repentina del hielo y formar lahares, por lo que resulta de suma utilidad conocer las dimensiones de la capa de hielo en cualquier momento y cómo ha reaccionado el glaciar ante situaciones pasadas.

En el presente trabajo de investigación se ha visto cómo el glaciar del Popocatepetl ha reducido su extensión entre noviembre de 1982 y agosto de 2003, de forma que en la última fecha sólo queda el 21,8% de la superficie considerada en 1982. Las causas de la disminución hay que buscarlas, no sólo en las condiciones climáticas, sino en la actividad eruptiva que el volcán viene desarrollando desde 1994 (Figura 3.31). Así, mientras el glaciar reduce su superficie con tasas bajas entre noviembre de 1982 y mayo de 1989, en fechas posteriores inicia una aceleración en relación con la actividad eruptiva del volcán. Aunque en el siguiente periodo de estudio, entre mayo de 1989 y noviembre de 1997, las tasas de reducción aumentan, no se pueden relacionar con ningún evento volcánico concreto, ya que el periodo resulta muy largo. En especial, no se puede valorar la repercusión que tuvieron las erupciones de junio-julio de 1997, sobre la masa de hielo, sobre la que cayó una lluvia de piroclastos calientes, que provocó la fusión e inició un lahar que recorrió 17 km por las barrancas de Tenenepanco y Huiloac. La máxima tasa de retroceso se observa entre enero y marzo de 2001, cuando una oleada piroclástica se desplaza sobre la masa de hielo. Su efecto continúa durante los meses posteriores, pero se debilita al separarse en el tiempo. Otros máximos de disminución en la superficie coinciden con aumentos de actividad entre abril y junio de 1998, junio y octubre de 1999, septiembre de 2002 y febrero de 2003.

En comparación con el retroceso experimentado en un glaciar alojado en las cumbres de la dorsal volcánica contigua, el Iztaccíhuatl, y afectado solamente por las variables climáticas, se observa que el glaciar del Popocatepetl ha reducido una superficie de 287.365 m² entre 1982 y 2003, mientras que el glaciar de Ayoloco lo hace en 111.869 m² (según cálculos aproximados con las tasas de retroceso, Figura 3.22). En porcentajes esto supone que el glaciar del Popocatepetl pierde el 78,2% de su superficie y el de Ayoloco, el 54,9%.

Si se observan las variaciones en el espesor del glaciar, de nuevo las máximas reducciones se relacionan con la actividad del volcán. Así, la intensidad explosiva que manifestó el Popocatepetl entre noviembre de 1997 y diciembre de 1998 supone unas mermas elevadas, similares a las producidas entre diciembre de 1998 y junio de 1999. En este periodo se puede concretar en la erupción del 17 de diciembre de 1998 la causa del retroceso, ya que la cubierta de piroclastos ocasionó la fusión pasiva del hielo y produjo diferencias en la ablación. También resulta bastante efectiva la evacuación de estos piroclastos por el agua de fusión (del hielo o de la nieve) que causa acanaladuras en la superficie del glaciar (marzo-mayo de 1999). Asimismo, las acumulaciones de tefra pueden causar un balance positivo del glaciar, no solo porque suponen un aumento del espesor, sino porque pueden funcionar como aislantes del hielo que cubren. Así sucedió entre finales de 1999 y finales de 2000.

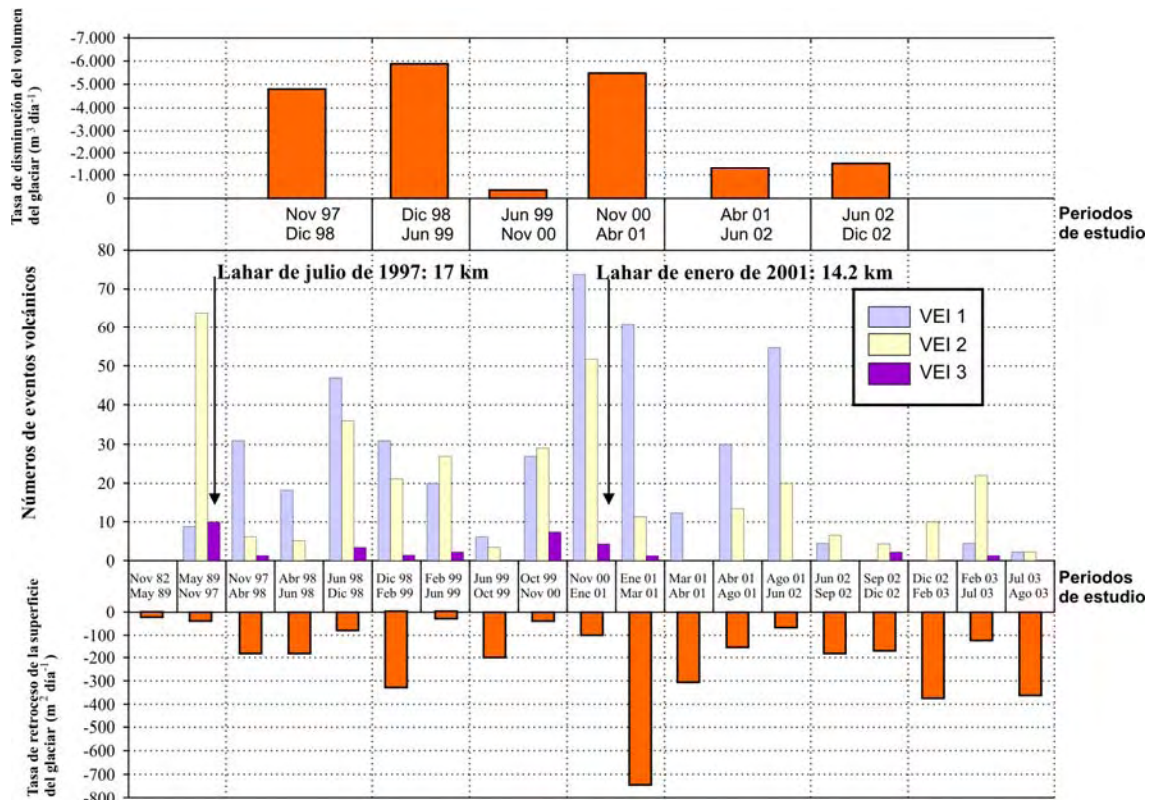


Figura 3.31. Relación del retroceso del glaciar del Popocatepetl con la actividad eruptiva del mismo en el periodo de estudio. La actividad eruptiva se expresa en número de eventos con un determinado VEI (Índice de Explosividad Volcánica según Newhall, C. y Self, S. (1982)).

La mayor reducción en el espesor en relación con el tiempo en el que tiene lugar es la causada por el flujo de piroclastos del 22 de enero de 2001. La efectividad de este tipo de eventos en la ablación del glaciar y en la generación de lahares no se puede discutir. Tras esta fuerte explosión, la actividad se desaceleró, aunque se mantuvo con emisiones esporádicas de material. Las diferencias en la distribución de las tefras sobre la superficie del glaciar siguieron ocasionando mermas en el espesor de forma diferencial. Esto, unido a la fuerte pendiente, ha acabado por fragmentar el glaciar en una serie de bloques de hielo escalonados y cubiertos por una capa de materiales, que preservan la superficie de la fusión, mientras que dejan libre el escarpe frontal (Figura 3.32). El hielo atrapado bajo la capa de piroclastos podría pasar a formar parte de un suelo permanentemente congelado (permafrost) si las condiciones de temperatura lo permiten. En el volcán vecino Iztaccíhuatl se ha observado que en el retroceso del glaciar de Ayoloco éste ha “abandonado” porciones de hielo enterradas bajo capas de escombros que han perdurado por más de 30 años, gracias a unas condiciones térmicas del aire y del suelo favorables (Figura 3.33). De igual manera, estudiosos de los volcanes de Islandia (Kellerer-Pirklbauer *et al.*, 2007) han observado fenómenos de acreción de permafrost tras emisiones volcánicas que han cubierto masas de hielo con una capa de piroclastos. Así, los bloques escalonados del glaciar del Popocatepetl, junto con su cobertura, se están incorporando a un suelo permanentemente helado.

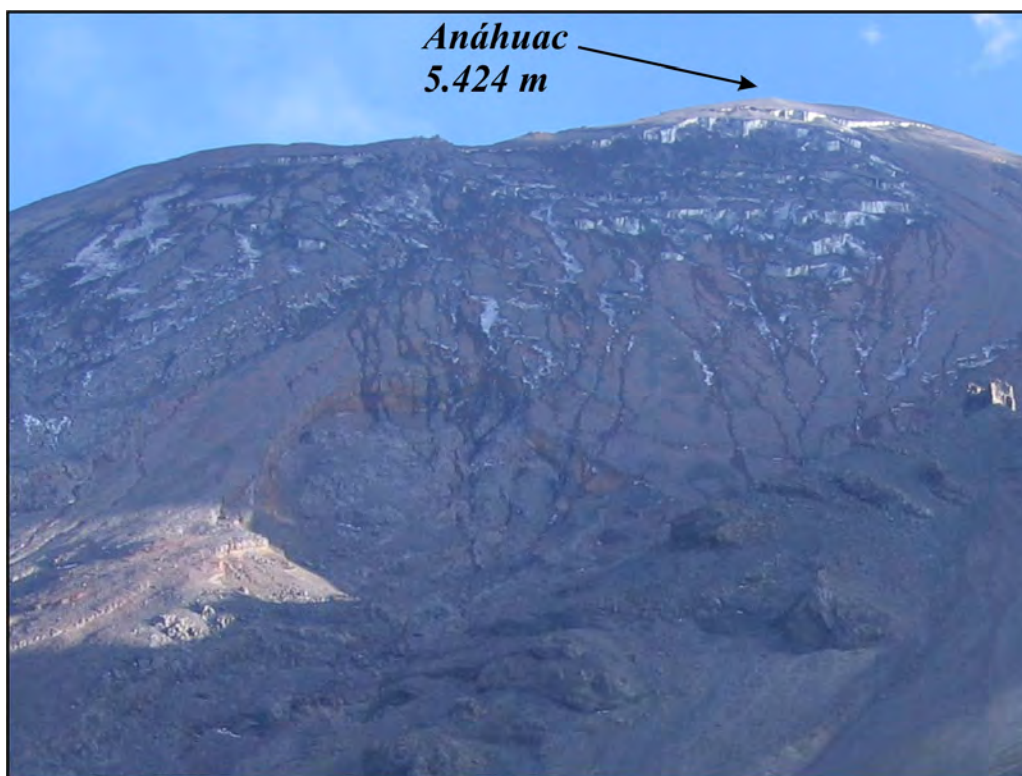


Figura 3.32. En marzo de 2006 el glaciar del Popocatepetl es un grupo de bloques de hielo escalonados cubiertos por piroclastos. Se pueden observar los flujos de agua procedentes de la fusión del hielo durante las horas de máxima insolación diurna, re congelados al bajar las temperaturas. (Fotografía: D. Palacios, marzo-2006).



Figura 3.33. En la imagen se observa el escarpe de una masa de hielo atrapada bajo los depósitos de ladera a los pies de Peña Aguilera, en el área de La Panza, en la ladera occidental del volcán Iztaccíhuatl. Este hielo se separó del cuerpo principal del glaciar de Ayoloco, que fue retrocediendo hasta la posición que ocupa hoy en día. (Fotografía: D. Palacios, octubre-2008).

En cuanto al método empleado para cuantificar el retroceso en la superficie del glaciar y las variaciones de volumen que sufre entre dos fechas, hay que señalar que las técnicas fotogramétricas y el empleo de SIG están ampliamente difundidos para tales fines y se consideran procedimientos ampliamente validados en la literatura científica que se ha analizado en la introducción al capítulo (p.e. Welch y Howarth, 1968; Benson y Follet, 1986; Baltsavias *et al.*, 1996; Kääb, 2005). Además, los informes del WGMS (1998, 2005, 2008) consideran las técnicas de seguimiento fotogramétrico y la comparación de MDE como herramientas precisas en la observación del retroceso glaciar.

Esto no resta que se puedan cometer imprecisiones en los cálculos como los derivados de las comparaciones entre resultados obtenidos de imágenes con distinta resolución espacial, o los procedentes de distintas fuentes con métodos diferentes (trabajo de campo, mapas topográficos de distinta procedencia, fotografía aérea, imágenes de satélite...).

Otra de las carencias observadas, es la imposibilidad de conocer, por medios indirectos, la topografía que existe bajo la masa de hielo, para averiguar con exactitud la cantidad de agua que confina el glaciar. Esto es posible en glaciares donde se puede acceder y hacer mediciones de espesor mediante perforaciones o con el empleo del radar de penetración terrestre. En el caso del glaciar del Popocatepetl esto es imposible hasta el momento.

Capítulo 4: La presencia de suelo helado en el cono superior. Los casos de los complejos volcánicos Popo-Izta y Misti-Chachani

“...la cual es frigidísima y sus cumbres llenas de grandes montañas de nieve, que nunca deja de caer. Y por ninguna manera podrían tampoco vivir gentes en esta longura de sierras, por causa de la mucha nieve y frío, y también porque la tierra no da de sí provecho, por estar quemada de las nieves y de los vientos, que nunca dejan de correr.”

Pedro de Cieza de León, 1535.

1.- INTRODUCCIÓN

1.1.- Objetivos y estructura de la experimentación

Se ha demostrado que la estabilidad física del suelo helado de montaña, permanente (permafrost) y estacional, es especialmente sensible a los cambios térmicos, de forma que la degradación de permafrost permite incrementar la escala y la frecuencia de los movimientos de ladera (Harris *et al.*, 2001). La variación de las temperaturas en un volcán resulta todavía superior al resto de las montañas, por lo que la actividad volcánica (incremento en el calor geotérmico, expulsión de material a altas temperaturas) condiciona la degradación del permafrost y la producción de flujos en sus laderas.

Por una parte, la presencia de permafrost impide la percolación del agua de precipitación y de la fusión de la nieve. El agua puede saturar la capa activa, pierde cohesión y fluye ladera abajo, a la vez que el hielo del suelo (*ground ice*) queda expuesto (Kneisel y Käab, 2007). Esta situación se pudo observar en el lahar de 1995 del Popocatepetl, cuando el agua producto de la fusión del glaciar durante la erupción, fluyó por las gargantas proglaciares y saturó los materiales que las tapizaban. El agua y el material se movilizaron formando un lahar y dejaron al descubierto la capa congelada (Palacios *et al.*, 1998).

De otro lado, la actividad volcánica puede favorecer la agradación del permafrost en áreas climáticas favorables a la formación de suelo helado (Kellerer-Pirklbauer *et al.*, 2007). El material expulsado por el volcán cubre cantidades de nieve o hielo que se encuentran en la superficie en el momento de la explosión. Si la capa de sedimentos supera un determinado espesor (entre 2,0 y 2,4 cm en el Mt St Helens, Driedger, 1981; entre 1,5 y 4,0 cm en el sur de Islandia, Kirbride y Dugmore, 2003) protege al cuerpo congelado del calor atmosférico y de la insolación, con lo que se produce la agradación del permafrost. En el caso del Popocatepetl se tiene noticias de que una capa de cenizas cubrió una gran cantidad de nieve compactada que tapizaba la garganta de la Espinera en 1992 (Palacios *et al.*, 1998). En 1994, los mismos autores comprobaron que la nieve había desaparecido y en su lugar había una capa de ceniza congelada y hielo con un espesor de 80-190 cm. La ceniza preservó la nieve y provocó la formación de lentes de hielo (*ice lenses*), con lo cual se produjo la agadación del permafrost. Esta formación de suelo helado fue la que actuó como capa impermeable durante el lahar de 1995.

Según estas consideraciones, resulta indispensable el establecimiento del límite altitudinal inferior del suelo helado permanente (permafrost) y estacional en los volcanes, para mantener un seguimiento correcto sobre todos los factores que condicionan la producción de flujos laháricos. Por ello el objetivo principal de la

investigación se centra en diseñar una metodología válida para determinar la presencia de suelo helado en el cono superior de los estratovolcanes tropicales, ya que éste puede condicionar la génesis de los lahares.

Las técnicas propuestas se aplican en los complejos volcánicos Popo-Izta y Misti-Chachani, que presentan una distribución similar a ambos lados del Ecuador: una dorsal volcánica “dormida” (Iztaccíhuatl y Chachani) junto a un estratovolcán cónico activo (Popocatépetl y Misti). Sin embargo este paralelismo no se produce en cuanto a su posición geográfica en la zona climática tropical, ya que mientras el grupo Popo-Izta se sitúa en el interior del continente, el complejo Misti-Chachani se localiza próximo a la costa occidental del Hemisferio Sur, es decir, en el área árida bajo la influencia de la corriente de Humboldt. Así, mientras en las cumbres del Popocatépetl y del Iztaccíhuatl se desarrollan todavía pequeños glaciares, las cimas del Misti y el Chachani carecen de ellos, aunque en el último se hayan reconocido, durante los trabajos de campo, muestras de su existencia en el pasado. Teniendo en cuenta las peculiaridades de las áreas de experimentación se determinan los siguientes objetivos parciales:

- Establecer tendencias altitudinales de temperaturas medias del aire y del suelo en las áreas de experimentación.
- Delimitar el ámbito periglacial en las cumbres de los complejos Popo-Izta y Misti-Chachani.
- Determinar los límites de la presencia de suelo permanentemente helado (permafrost) en los conos superiores de los grupos volcánicos Popo-Izta y Misti-Chachani.
- Comparar los modelos de distribución de suelo helado en el estratovolcán activo (Popocatépetl y Misti) con el generado para su compañero dormido (Iztaccíhuatl y Chachani).
- Localizar la presencia de calor geotérmico en el suelo y determinar su influencia en el desarrollo de suelo helado.
- Validar el método mediante la comparación de los resultados con otros obtenidos por otros autores en otras regiones.
- Valorar las condiciones actuales de presencia de suelo helado y su posible relación con la generación de lahares.

Según las hipótesis de partida y los objetivos propuestos en esta investigación se plantea en primer lugar la definición de los elementos que se van identificar y localizar, así como una exhaustiva revisión de los métodos empleados para determinar la presencia de suelo helado. También se hace una mención especial de aquellas investigaciones que hacen referencia a la presencia de suelo helado en las áreas de experimentación. A partir de estas consideraciones, se programa una metodología basada en TIG y se desarrolla en las áreas de experimentación elegidas (Figura 4.1). Los resultados obtenidos se comparan con las referencias existentes relativas a las áreas de estudio y a otros derivados de aplicar técnicas similares en otros volcanes. Para finalizar, se indican las conclusiones sobre la aplicación del método en las áreas de estudio y sobre la validez del mismo.

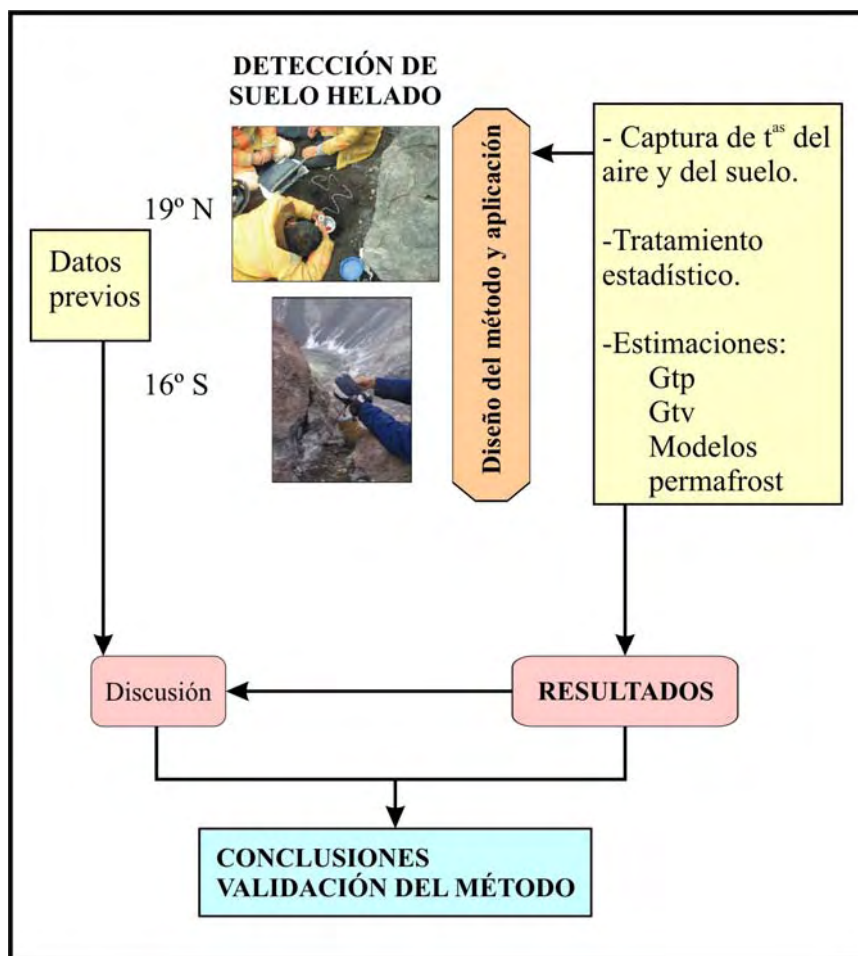


Figura 4.1. Esquema de la estructura de investigación para el diseño y aplicación de un método válido para la determinación de la presencia de suelo helado y su posible relación con el origen de los lahares, en los conos superiores de los estratovolcanes tropicales.

1.2.- Terminología referente al suelo helado

La determinación de la presencia y distribución de suelo helado en el área de estudio requiere en primer lugar la definición de los elementos que se van a localizar y la identificación de los factores que intervienen en su configuración. En esta investigación se ha empleado la terminología en español del *Multi-Language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms* (van Everdingen, 1998, revisado en 2005), del International Permafrost Association (IPA) y en algunas ocasiones se cita también el término original en inglés.

En primer lugar, el suelo siempre helado o permafrost fue definido por Müller en 1943 (Müller, 1943 y 1947) como espesor de suelo, roca u otro material que ha permanecido por debajo de 0°C dos o más años consecutivos. Desde entonces, la comunidad científica ha empleado esta descripción para hacer referencia al suelo permanentemente helado, permafrost, pergisol, merslota..., y la ha incorporado a los glosarios, como por ejemplo el del Permafrost Subcommittee (1988); o el del IPA (van Everdingen, 1998). A pesar de esto, se pueden observar algunas discrepancias en la definición como la del Merslota Institute in Yakutsk, que considera un mínimo de tres años con una temperatura inferior a 0°C (Hermann *et al.*, 2004).

La expresión **suelo congelado estacional** (*seasonally frozen ground*) o simplemente **suelo congelado** se emplea para denominar al suelo que sufre procesos de hielo-deshielo con periodicidades inferiores a dos años.

En segundo lugar, otro aspecto que se debe tener en cuenta son las clasificaciones del permafrost según diferentes criterios. Así, Williams y Smith (1989) y Summerfield (1991) distinguen entre permafrost húmedo y permafrost seco, atendiendo a si la cantidad de humedad que contenga el suelo es suficiente para que se forme hielo en el interior del suelo o no. De igual manera puede existir el suelo congelado húmedo y el suelo congelado seco, ya que tanto permafrost como suelo congelado se definen únicamente con una variable térmica.

Price (1981) y Selby (1985) encuentran diferencias entre el permafrost relicto, preservado en algunos lugares (a barlovento, en turberas pobremente drenadas...) y el permafrost actual. En el primer caso, el suelo helado no está en equilibrio con el clima actual y su supervivencia se debe a condiciones topográficas o hídricas favorables, mientras que en el segundo caso el permafrost se debe al contexto climático actual.

La clasificación más empleada hace referencia a la extensión espacial del permafrost, aunque no existe una nomenclatura uniforme. En el mapa Circum-Ártico del permafrost y de las condiciones del hielo de suelo (*ground ice*), realizado al norte del paralelo 25°N, (Brown *et al.*, 1998) se distinguen cuatro tipos de permafrost según su extensión estimada en porcentaje de área: continuo (90-100%), discontinuo (50-90%), esporádico (10-50%) y aislado (<10%). En los medios de montaña el término “permafrost continuo” carece de sentido (Etzel Müller *et al.*, 2001), ya que la variabilidad topográfica causa la discontinuidad del permafrost. Por esta razón, se ha llamado la atención sobre la necesidad de utilizar otras técnicas para definir la distribución del permafrost de montaña. Pero hasta el momento sólo se han distinguido dos clases principales de permafrost basándose en el criterio altitudinal: *lowland permafrost* (latitudinal) y *highland permafrost* (altitudinal) (Drozdov *et al.*, 2005, en el marco de la First CliC Internacional Science Conference) con objeto de uniformizar las leyendas de los mapas de distribución de permafrost en Asia Central. El permafrost de tierras bajas se subdivide según la clasificación empleada por el IPA (Brown *et al.*, 1998), mientras que el permafrost de montaña se representa mediante su límite altitudinal inferior. A pesar de esto, investigaciones recientes en áreas de montaña como la de Abramov *et al.* (2008) siguen aplicando la clasificación tradicional con criterios de porcentaje de presencia, aunque asocian a cada tipo un rango de temperatura media anual del suelo.

Debido a las complejas relaciones del permafrost con el clima actual, ninguno de los límites latitudinales coincide con las isotermas anuales del aire. Según Brown (1970) la isoterma anual de -8°C coincide aproximadamente con el límite del permafrost continuo, el límite meridional del permafrost discontinuo concuerda groseramente con las isotermas anuales de -3 a -4°C, el permafrost esporádico se extiende hasta la isoterma anual de -1°C, mientras que el permafrost relicto puede existir incluso con medias anuales positivas (Ives, 1974). También los estudios a escalas regionales han señalado que las relaciones entre las temperaturas del aire y del suelo son muy burdas, debido a la existencia de elementos en la superficie que interfieren en las transferencias de calor, principalmente el efecto amortiguador de la cubierta nival (Figura 4.2) (p.e. Smith y Riseborough, 1996, 2002; Riseborough *et al.*, 2008; Kudryavtsev *et al.*, 1974). Smith y Riseborough (2002) reconocen tres niveles de variación de la temperatura entre el aire y el suelo: 1) la temperatura media anual del aire (TMAA) medida con las características estándar (MAAT en la figura 4.2), 2) la temperatura media anual de la superficie del suelo (TMASS, MAGST en la figura 4.2) y 3) la temperatura de la parte superior del permafrost (TSP, TTOP en la figura 4.2) (Figura 4.2.A). Las diferencias entre la temperatura del aire y la de la superficie del suelo se deben a la acción de la vegetación y de la cubierta nival. En invierno la TMSS es superior a la TMAA, debido al aislamiento que produce la nieve,

mientras que en verano es al contrario a causa de la cubierta vegetal. De todas formas, el efecto de la cubierta nival en invierno es mayor que el de la vegetación en verano, por lo que en el balance anual la TMASS es superior a la TMAA. La diferencia entre la TMASS y la TSP depende de la relación de conductividad térmica que exista entre los materiales congelados y descongelados. En el caso de roca pura, donde el contenido en humedad es mínimo, la relación se acerca a la unidad, mientras que en la mayoría de los suelos minerales varía entre 0,6 y 0,9. La mayor diferencia se da en los suelos orgánicos con valores de 0,3 o hasta 0,1 en situaciones saturadas.

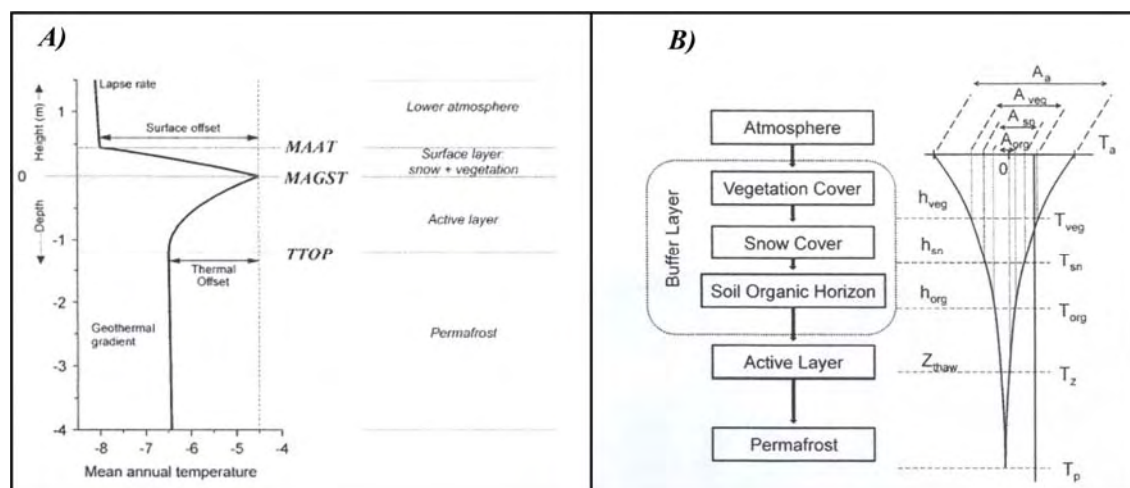


Figura 4.2. A) Esquema del perfil de las temperaturas medias anuales entre el aire y el suelo en las regiones frías. (Según Smith y Riseborough, 2002). B) Esquema conceptual del modelo de Kudryavtsev *et al.* (1974).

También existen investigaciones que demuestran que la elevación es el principal factor que controla la temperatura de la superficie del suelo (Isaksen *et al.*, 2002; Heggem *et al.*, 2005) y han realizado mapas de distribución de permafrost basándose en modelos que emplean las temperaturas medias anuales del aire y su variación con la altura (Etzelmüller *et al.*, 2007; Abramov *et al.*, 2008).

En segundo lugar, hay que considerar el término periglacial. El medio periglacial, concepto empleado por primera vez por Walery von Lozinski (1909, 1912), hace referencia a las características climáticas y geomorfológicas de las áreas periféricas a los glaciares pleistocenos. En el desarrollo de la geomorfología periglacial, autores como Washburn (1980) restringen el objeto de estudio de la disciplina a las formas originadas por el hielo del suelo (*ground ice*) y consideran que el medio periglacial se identifica con la presencia de permafrost, de manera que el permafrost es el único elemento de diagnóstico para las áreas periglaciares (p.e. Péwé, 1969). Pero otro grupo de investigadores (p. e. French, 1976; Rice, 1982; Selby, 1988; Summerfield, 1991; Thorn, 1992) planteó discrepancias con la equiparación de los conceptos periglacial y permafrost, basándose fundamentalmente en dos observaciones:

- la definición de permafrost se basa en un condicionante térmico y no es necesaria la presencia de agua, por lo que puede existir permafrost sin hielo en el suelo, que es origen de las formas periglaciares, según estos autores;
- por otra parte, puede existir hielo en el suelo, origen de formas periglaciares, sin que el suelo permanezca necesariamente con temperaturas inferiores a 0°C durante dos o más años.

Por estas razones, optaron por una interpretación más amplia del medio periglaciario, en el que no solamente se incluían las áreas de permafrost, sino aquellas regiones afectadas por la acción de la helada (*frost action*), es decir, áreas que sufren ciclos de hielo-deshielo sin que necesariamente permanezcan por debajo de 0°C durante dos o más años consecutivos. Actualmente el término *periglaciario* se emplea para todas las áreas en las que dominan los procesos dependientes de la helada, y para las condiciones climáticas, procesos geomorfológicos y formas de relieve, sustratos o sedimentos resultantes (French, 2007).

Por otra parte, el límite del dominio periglaciario se define tradicionalmente mediante isoterma y así, French (2007) determina el ámbito periglaciario con TMAA inferiores a +3°C, en relación con la máxima extensión que propone Williams (1961) para la solifluxión y los suelos ordenados. La acción del congelamiento (*frost action*) existe pero no es dominante entre las isotermas de +3°C y de -2°C, mientras que por debajo de -2°C, domina el proceso de acción del congelamiento. Este mismo autor describe la existencia de cinco tipos de climas periglaciares. En la última posición coloca a los climas de baja amplitud térmica anual con dos tipos de localizaciones azonales: islas de latitudes sub-árticas y montañas de bajas latitudes. Estas últimas están caracterizadas por un gran número de días de hielo/deshielo, por variaciones diarias que dominan sobre las influencias estacionales, por numerosos ciclos de hielo/deshielo y por la escasa penetración de la helada (French, 2007).

1.3.- Métodos de estudio para determinar la distribución del suelo helado

Existe una amplia bibliografía referida a estudios sobre permafrost y a formas generadas sobre suelo helado. Entre 1978 y 2003, Mullins (2003) recopila más de 16.000 citas de trabajos científicos referidos a estos aspectos. Se observa un claro incremento en la producción científica a partir de 1990, momento en el que la Comisión Intergubernamental para el Cambio Climático (Intergovernmental Panel on Climate Change) potencia las investigaciones sobre las relaciones entre permafrost y clima, incluyendo los efectos del calentamiento global en los medios periglaciares. La Organización Meteorológica Mundial (WMO) considera el permafrost como uno de los seis indicadores de cambio climático en la criosfera (Brown *et al.*, 2008).

Este aumento en la producción científica referida al permafrost es específicamente notable en los estudios dedicados al permafrost de montaña. A finales del pasado siglo tanto el permafrost alpino como las formas periglaciares de montaña se consideran como los indicadores más sensibles del “Calentamiento Climático Global” (Haeberli, 1992, 1996), debido a que su respuesta ante los cambios de temperatura es mucho más rápida que la del permafrost zonal, ya que se trata de un permafrost “relativamente templado” y se encuentra bajo la creciente presión de la actividad antrópica (Haeberli *et al.*, 1993). En este sentido se realizaron numerosas contribuciones al conocimiento de la distribución, características ambientales y riesgos geotécnicos del permafrost de montaña (Haeberli, *et al.*, 1997; von der Mühll *et al.*, 1998; Lugon y Monbaron, 1998; Ding, 1998; Ostercamp y Romanovsky, 1999; Harris *et al.*, 2001; entre otros). Pero todas ellas tuvieron como objeto de investigación las montañas situadas en latitudes medias y altas, dejando un vacío en el estudio de las montañas tropicales, en especial en las áreas volcánicas.

Junto al creciente interés por el permafrost de montaña, la difusión de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) a principios de los años noventa del pasado siglo, favoreció las primeras estimaciones y cartografías de la distribución del permafrost en áreas de montaña. De esta manera, aparecen los primeros modelos

diseñados y aplicados por Keller (PERMAKART, 1992) y por Hoelzle y Haeberli (PERMAMAP, 1995). El primer caso emplea unos umbrales topográficos empíricos para definir la distribución del permafrost, mientras que el segundo asocia las medidas de temperaturas en la base de la cubierta nival (Bottom Temperature Snow: BTS) con la presencia o ausencia del permafrost. Las medidas BTS se relacionan a su vez con la TMAA y con la radiación solar potencial de la estación libre de nieve, calculada a partir de un MDE (Funk y Hoelzle, 1992). Numerosos estudios utilizan las medidas BTS como base para la modelización de la distribución del permafrost (p.e. Lewkowicz y Ednie, 2004; King *et al.*, 2006; Kneisel y Kääb, 2007; Julián y Chueca, 2007; Lambiel y Pieracci, 2008; Lewkowicz y Bonnaventure, 2008), aunque se han indicado algunas desventajas (Riseborough *et al.*, 2008) como la naturaleza indirecta de la información empleada, la gran variabilidad intraanual de las BTS y la necesidad de recalibrar el modelo al aplicarlo en distintos ambientes.

Otros modelos más sencillos emplean únicamente las TMAA interpoladas sobre modelos digitales de elevación. Los umbrales del permafrost se definen con medidas tomadas en el campo (temperatura de la superficie del suelo, temperaturas a distintas profundidades...) o mediante otros *proxys* como la presencia de formas periglaciares. De esta manera se ha establecido el límite inferior del permafrost de montaña en el sur de Noruega y en Islandia (Etzelmüller *et al.*, 2003 y 2007) y se ha confirmado para toda Escandinavia (p.e. Isaksen *et al.*, 2002; Heggem *et al.*, 2005; Farbrot, 2007; Farbrot *et al.*, 2008). En Kamchatka, Abramov *et al.* (2008) utilizan como principal factor condicionante de la distribución del permafrost las TMAA, aunque además emplean información de radiación solar, tipo de vegetación y presencia de glaciares.

Las técnicas de percepción remota también han ayudado al avance de las investigaciones sobre permafrost, aunque la información que proporcionan ayuda a identificar formas o patrones de distribución de vegetación relacionadas con el permafrost, más que a determinar la presencia o ausencia del permafrost (Etzelmüller *et al.*, 2001). La principal aplicación se basa en la generación de MDE precisos como elemento clave de los estudios de riesgos generados en áreas con permafrost (Kääb, 2008). La detección de las amenazas relativas al permafrost (movimientos en masa; descongelación y levantamiento por helada; y riesgos hidrológicos) se realizan mediante el análisis multitemporal de MDE y de las cartografías geomorfológicas generadas a partir de imágenes de satélite y fotografías aéreas (p.e. Kääb y Haeberli, 2001; Yoshikawa y Hinzman, 2003; Smith *et al.*, 2005).

Estos MDE generados a partir de percepción remota también se han empleado para generar modelos de distribución del permafrost (p.e. Heggem *et al.*, 2006). Además, las imágenes de satélite proporcionan información adicional para incorporar en los SIG y tener en cuenta en los modelos de distribución como por ejemplo: cobertura de vegetación -índices de vegetación como SAVI (Huete, 1998) aplicados por Gruber y Hoelzle (2001) y Abramov *et al.* (2008)-; delimitación de la presencia de glaciares -método de Rott (1994) aplicado por Abramov *et al.* (2008)-; radiación de onda corta en verano -a partir del albedo calculado con el algoritmo de Richter (1998) aplicado por Gruber y Hoelzle (2001)-,...

También se han utilizado datos procedentes de sensores térmicos de infrarrojos transportados por satélites, como el Landsat o el ASTER, para generar mapas de temperaturas superficiales (Lougeay, 1974 y 1982; Salisbury *et al.*, 1994; Leverington y Duguay, 1977; Ranzi *et al.*, 2004; Shengbo, 2004; Kääb, 2005). Otro tipo de sensores capaces de generar información sobre la temperatura de la superficie terrestre son los microondas pasivos, como el SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) o el SSM/I (Special Sensor Microwave Imager), aunque tienen resoluciones espaciales

de decenas de kilómetros (Kääb, 2008), por lo que sólo se emplean en grandes áreas (Kim y England, 1996; Grippa *et al.*, 2007).

Los sensores de infrarrojos o de microondas pasivos pueden ser transportados por aviones para conseguir mejores resultados en la resolución de los datos, pero se ha demostrado que estas técnicas son muy costosas y difíciles de aplicar (cf. en Kääb, 2008, a partir de Whitworth *et al.*, 2005; Applegarth y Stefanov, 2006; Kim y England, 1996; vonder Mühl *et al.*, 2001).

Por el contrario, las investigaciones dedicadas al permafrost y a las formas periglaciares desarrollados sobre montañas tropicales son escasas y la mayoría se limita a indicar la presencia de ciertas formas periglaciares o la manifestación de suelo helado. Así, en África Oriental se han encontrado formas periglaciares actuales junto a formas relictas en las cadenas montañosas de Simen y Bale, en Etiopía, pero todavía no se ha demostrado la presencia de permafrost (Grab, 2002). De igual manera, Furrer y Freund (1973) describen formas periglaciares en el Kilimanjaro (polígonos, bandas de piedras...) y establecen el límite inferior de solifluxión alrededor de los 3.800 m s.n.m. También Hastenrath (1973) describe una distribución vertical de las formas y procesos periglaciares en el Kilimanjaro, y la compara con la del Mt. Kenya. En el Ruwenzori se cita (Heinzelin, 1952) la presencia de suelos ordenados (polígonos, bandas), hummocks y thufur. Tan sólo en el Mt. Kenya, además de las observaciones de existencia de rasgos periglaciares (p.e. Hastenrath, 1973), se han establecido los límites altitudinales en los que se desarrollan las formas periglaciares (Grab, 1996). Entre 4.300 y 4.800 m s.n.m. las condiciones climáticas actuales mantienen microformas periglaciares, mientras que no parecen favorecer las mesoformas, como demuestra Grab (1996) en el estudio del glaciar rocoso Lenana. Posteriormente, Grab *et al.* (2004) han estudiado el comportamiento térmico del suelo mediante la instalación de sondas en el suelo en el año 1998/1999. Estos autores observan que a 4.200 m de altitud la superficie del suelo sufre ciclos de hielo/deshielo diarios al menos en el 70% del año, mientras que a -5 cm ya no hay congelación, y a 4.800 m s.n.m. la superficie se congela todos los días del año, pero a -10 cm tan sólo alcanzan mínimas por debajo de 0°C el 45% de los días.

Para los Andes tropicales existen algunas menciones en la literatura de las formas periglaciares que se desarrollan en sus cumbres. Lo más frecuente es encontrar descripciones y enumeraciones de formas y procesos (p.e. Dollfus, 1959; Corté, 1960; Schubert, 1975), aunque también se hacen estudios detallados de algunas de las formas (p.e. Francou, 1984, 1988, 1999; Pérez, 1984, 1988, 1991), en los que se emplean métodos de sondeos geoelectrónicos o toma de temperaturas del suelo. En ningún caso se han establecido límites altitudinales del ámbito periglacial o de la presencia de permafrost.

Las menciones de presencia de formas periglaciares o de permafrost sobre volcanes activos son muy escasas (Abramov *et al.*, 2008). Tan sólo a partir de 2004, en relación con el descubrimiento de hielo en Marte (Boynton *et al.*, 2002) en áreas de campos de lavas basálticas y conos de escorias (Squyres *et al.*, 2004), se observa una llamada de atención a la comunidad científica sobre el interés del estudio de las condiciones geocriológicas de estas áreas volcánicas (Abramov *et al.*, 2004, 2005), con el objetivo de mejorar el conocimiento de los volcanes extraterrestres.

Entre los trabajos que determinan la presencia de permafrost o de formas periglaciares en volcanes destacan los llevados a cabo en el monte Fuji (Japón) (Higuchi y Fujii, 1971), en Hawái (Woodcock, 1974), en el Cinturón Volcánico Transmexicano (Heine, 1975b y 1994; Palacios *et al.*, 1999, 2007), en las islas Shetland (Serrano *et al.*,

2002; Vieira *et al.*, 2008), en la Península de Kamchatka (Abramov *et al.* 2003, 2005 y 2008; Sone *et al.*, 2003), y en el Hekla (Islandia) (Kellerer-Pirklbauer *et al.*, 2007).

1.4.- Detección de suelo helado en las áreas de experimentación

Algunas menciones en la literatura de morfologías propias de ambientes periglaciares presentes en las montañas mexicanas, como bandas ordenadas (*sorted stripes*) en las morrenas del glaciar de Ayoloco, en el Iztaccíhuatl, (White, 1962); hidrolacolitos en el Nevado de Colima, alrededor de 4.000 m s.n.m. (Lorenzo, 1961); y suelos ordenados, escalones y *pipkrake* en el Nevado de Toluca, entre los 4.150 y los 4.400 m (Villalpando, 1968); llevan a Lorenzo (1969) a determinar el ámbito periglaciario mediante características climáticas y localización de formas periglaciares de diagnóstico en México. Aunque tan sólo cuenta con series meteorológicas cortas obtenidas en dos estaciones (Nevado de Toluca y Altzomoni) considera que existe humedad suficiente y bastantes oscilaciones térmicas alrededor de los 0°C (el autor hace referencia a “*días de alternancia*”-*sic*-) como para que estén presentes los procesos de congelación-descongelación a partir de la cota de 4.000 m. Según esto los fenómenos periglaciares en las montañas de México se empiezan a desarrollar a partir del límite superior de la vegetación arbórea (3.900 m), se incrementan en la franja del zacatonal y se mantienen en áreas sin vegetación hasta el límite de los glaciares. En esta franja periglaciaria se describen formas características de suelos estriados y poligonales, cuñas de hielo y criolacolitos, incluso el autor menciona la presencia de suelos poligonales en el interior del cráter del Popocatepetl (sorprendentemente, al lado de las fumarolas). La presencia de estas formas está condicionada por la permeabilidad de los suelos y la pendiente, que facilitan o impiden la permanencia del agua en el suelo. Indica además, que la posibilidad de un *pergelsol* (*sic*) es mínima a 4.000 m y que el suelo permanentemente helado no hace su presencia hasta los 4.600 m, sólo en las tres montañas más elevadas de México (Pico de Orizaba, Popocatepetl e Iztaccíhuatl).

Posteriormente Heine (1975b y 1994) señala la presencia de permafrost discontinuo en el Pico de Orizaba, entre los 4.600 m s.n.m. y el *terminus* del glaciar. El autor indica que se trata de permafrost relicto que se generó durante los avances del glaciar en la Pequeña Edad de Hielo, cuando la temperatura se estima que fuera 2°C inferior a la actual. Para ello emplea los datos climáticos obtenidos por Lauer y Klaus (1975) y que quedan reflejados en la figura 4.3. Según estos la T_{MAS} a - 70 cm es negativa por encima de los 5.000 m de altitud. En esta cota, 360 días al año se registran mínimas por debajo de 0°C.

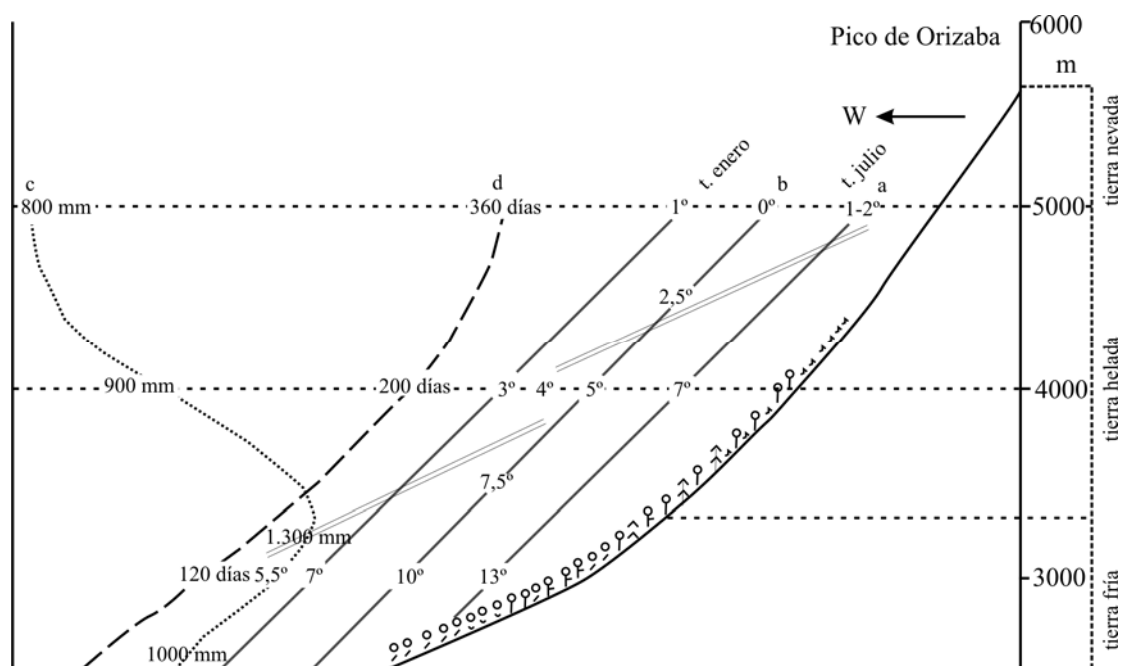


Figura 4.3. Esquema de la relación de algunos parámetros climáticos en relación con la altitud y la vegetación según Lauer y Klaus (1975): a) amplitud térmica anual (°C); b) TMS a -70 cm (°C); c) precipitación total anual (mm); d) resultado de la suma del número de días con oscilación térmica en torno a 0°C (*frost-change days*) y del número de días con temperaturas continuas por debajo de 0°C (*ice days*). Adaptado de Lauer y Klaus (1975).

Lauer (1978) indica que la TMS a 70 cm de profundidad descende con la altitud a razón de 0,5°C por cada 100 m y que a la altitud del límite superior del bosque es de unos 5°C, con una amplitud anual de 4°C, una oscilación diaria media anual de 6°C y con 210 días en los que se registran temperaturas negativas (incluidos los días en los que la temperatura oscila por encima y por debajo de 0°C *-frost-change days-* y los días en los que permanece negativa las 24 horas *-ice days-*). El autor descubre una estrecha relación entre el número de horas diarias de helada y el periodo de crecimiento del *P. hartwegii*. Por otra parte, Lauer (1978) observa que las fluctuaciones diarias de temperatura se reducen con la profundidad, de manera que en el límite de bosque (3.900 m), a 50 cm en el interior del suelo, no se produce oscilación diaria y la temperatura media anual es similar a la registrada en el aire. También señala que la diferente conductividad térmica del suelo se hace patente en unas mínimas diarias más elevadas (unos 7°C) en las laderas pedregosas que en los sustratos arenosos, en especial los escarpes rocosos orientados hacia el oeste, mantienen una temperatura más elevada (5-7°C) que otras áreas y presentan un número de días de helada más bajo. Esto, unido a su capacidad para retener más fácilmente la humedad, hace que en estas laderas se localice la línea de bosque en cotas superiores, por lo que el límite inferior de la franja periglacial asciende en estos sectores.

La siguiente referencia aparece en el trabajo de Gorbunov (1978), donde se menciona la presencia de permafrost en las cumbres de volcanes extintos de México por encima de los 4.500 m s.n.m. También recoge una comunicación personal realizada por W. L. Lauer (1976) en la que indica que encontró permafrost en el volcán Iztaccíhuatl bajo una capa de ceniza volcánica a 4.100 m s.n.m. Péwé (1983) recoge ambas citas en su recopilación de permafrost alpino en Norteamérica, además de utilizar la presencia de campos de bloques activos (*active block fields*), apuntada por Lorenzo (1969), a 4.700 m snm en el Iztaccíhuatl, como indicador de la existencia de permafrost. Péwé (1983) intenta explicar la relación existente entre el límite inferior del permafrost y la

latitud (Figura 4.4) mediante el estudio de la distribución del permafrost a lo largo de la Cordillera Norteamericana

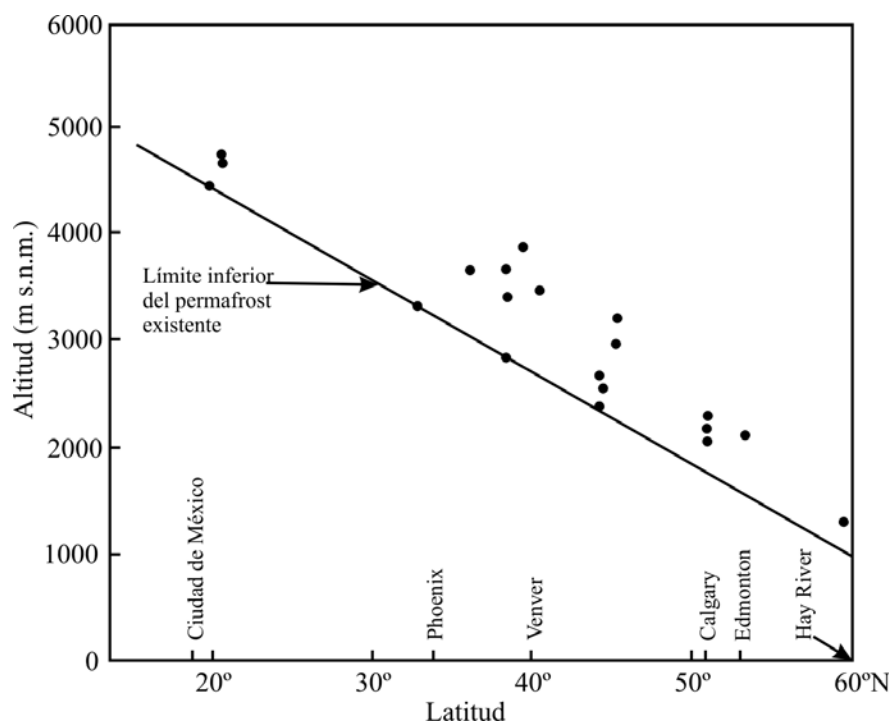


Figura 4.4. Relación entre altitud y latitud del permafrost de montaña en la Cordillera Norteamericana. Los puntos indican las localidades en las que se ha detectado permafrost mediante medias de temperaturas del suelo, inferidas a partir de datos microclimáticos o por formas de diagnóstico (según Péwé, (1983).

En 1983, Guodong realiza una gráfica con la línea de altitud del límite inferior del permafrost en el Hemisferio Norte y en los Andes (Figura 4.5), pero entre los 10 y 20° N la línea simplemente fue extrapolada a 4.600 m s.n.m. Desde entonces, los distintos autores (Guodong y Dramis, 1992; Heine, 1994) han utilizado la isohipsa de 4.600 m para determinar el límite inferior del permafrost en las montañas del Cinturón Volcánico Transmexicano.

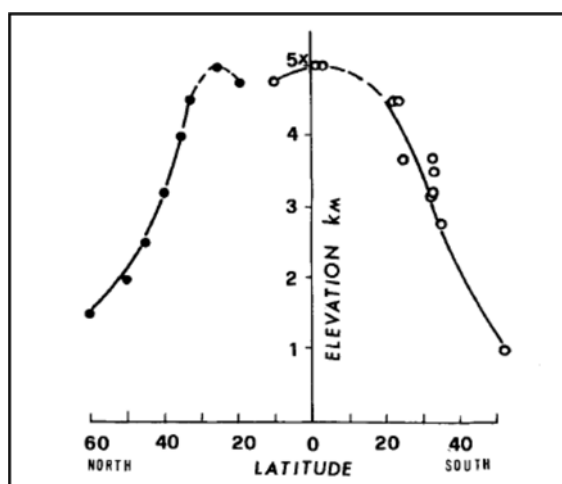


Figura 4.5.- Límite inferior del permafrost en los Andes comparado con el del Hemisferio Norte de los distintos límites geográficos y la latitud en el Hemisferio Norte (según Guodong, 1983)

La gráfica de Guodong (1983) también resulta imprecisa para los Andes Tropicales, donde no realiza ninguna observación, aunque sitúa el límite altitudinal inferior de permafrost a 4.800 m snm a 16° de latitud S (Figura 4.5). La extensión del permafrost es desconocida en estas montañas tropicales. Tan sólo existen algunas referencias que mencionan la existencia de formas periglaciares, normalmente glaciares rocosos (Francou, 1984; Francou *et al.*, 1999 y 2001; Dornbusch, 2005; y Forget, *et al.*, 2008). En el caso concreto del complejo volcánico Misti-Chachani tampoco se dispone de estudios realizados sobre la presencia de suelo helado. La única cita que se ha encontrado en la bibliografía aparece en el manual de French (2007), donde emplea los datos recogidos por Troll (1944) en dos estaciones del Misti, para ejemplificar el clima de alta montaña de latitudes bajas. Las temperaturas de las dos estaciones localizadas a 4.760 m (*Mont Blanc Station*) y a 5.850 m (*Summit Station*) tan sólo registran variaciones diarias de la temperatura por encima y por debajo de 0°C y ningún día se alcanzan máximas inferiores al punto de congelación.

A pesar de que existen algunas citas recientes sobre la presencia de suelo helado en volcanes activos mexicanos como en el Pico de Orizaba (Palacios *et al.*, 1999) o en el Popocatepetl (Delgado, 1986; Vázquez, 1989; Palacios *et al.*, 1998, 2001 y 2007), todavía no se han establecido unos límites altitudinales precisos, ni se ha detallado su relación con la actividad volcánica. Tampoco se han verificado los límites propuestos por algunos autores (Guodong, 1983; Guodong y Dramis, 1992), ni se han aplicado modelos de distribución.

2.- METODOLOGÍA Y APLICACIÓN

En el caso que nos ocupa, las características específicas del área de estudio, así como la disponibilidad de datos condicionan la metodología empleada. De esta manera, se tienen dos complejos volcánicos, Popo-Izta y Misti-Chachani, localizados en medios tropicales (19°N y 16°S). En ambos casos, uno de los volcanes se encuentra activo (el Popocatepetl y el Misti) y por lo tanto su acceso resulta muy peligroso, e incluso en el Popocatepetl, las autoridades mexicanas han restringido el paso a partir de los 3.679 m (Paso de Cortés). Por lo tanto, la toma directa de temperaturas está condicionada por los permisos de acceso en el Popocatepetl y muy arriesgada en el Misti. En cambio, los volcanes adyacentes, Iztaccíhuatl y Chachani, se consideran dormidos, por lo que resultan menos peligrosos para obtener datos de temperaturas del suelo y del aire a distintas altitudes y compararlos posteriormente con los registros posibles conseguidos en los volcanes activos.

Por otra parte, la zona climática en la que se encuentran los complejos volcánicos condiciona las características específicas que influyen en la distribución del permafrost, que según Gruber y Hoelzle (2001) son principalmente la temperatura del aire, la radiación solar, la vegetación y la cubierta nival.

Las *temperaturas medias del aire* en la zona intertropical están condicionadas por la efectividad de la radiación solar, que se mantiene constante durante todo el año, por lo que las oscilaciones térmicas anuales son escasas. En la Cuenca Central de México se aprecia una oscilación térmica anual media de 5,6°C, según los datos de la estación México D.F., y de 5,4°C, en la estación de Amecameca de Juárez, basados en las medias mensuales para el periodo 1971-2000 (Servicio Meteorológico Nacional de México, CONAGUA, <http://smn.cna.gob.mx/>) (Figuras 4.6 y 4.7). Las medias anuales son asimismo elevadas: 16,5°C en México D.F. y 13,6°C en Amecameca. La

temperatura máxima mensual se produce en mayo (19,1°C en México D.F. y 18,5°C en Amecameca) y la mínima en enero (13,5°C en México D.F. y 11,9°C en Amecameca).

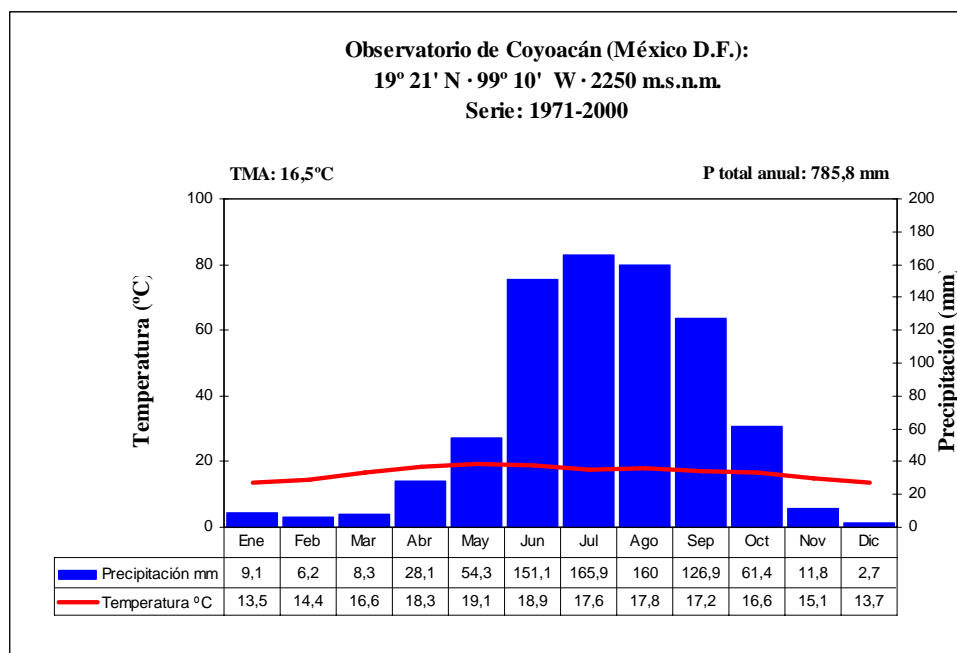


Figura 4.6. Climograma con los valores de temperatura y precipitación de la estación de Coyoacán I.N.I.F.A.P. (México D.F.) según la serie 1971-2000. Elaborado según los datos publicados por el Servicio Meteorológico Nacional de México, CONAGUA (<http://smn.cna.gob.mx/>).

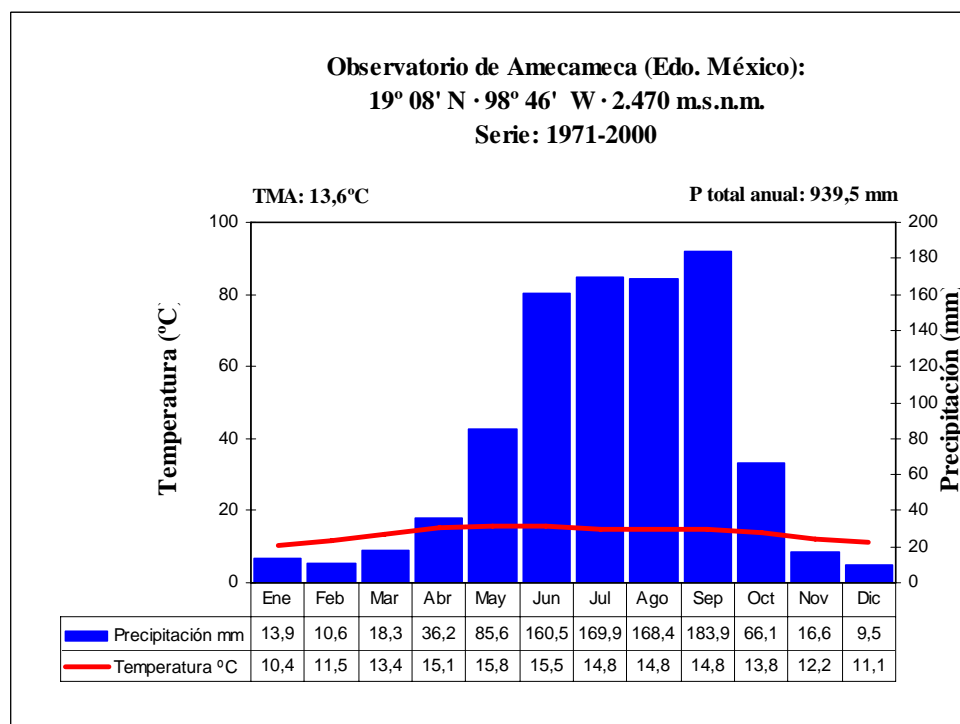


Figura 4.7. Climograma con los valores de temperatura y precipitación de la estación de Amecameca de Juárez (Edo. México) según la serie 1971-2000. Elaborado según los datos publicados por el Servicio Meteorológico Nacional de México, CONAGUA (<http://smn.cna.gob.mx/>).

En el área del complejo volcánico Misti-Chachani la amplitud anual es igualmente reducida como se aprecia en la cercana estación de Arequipa con 2,1°C de amplitud anual térmica media para el periodo 1949-1998. La mínima se recoge en julio (14°C) y la máxima en noviembre (16,1°C) (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología de Perú, SENAMHI). La media anual es de 15,1°C (Figura 4.8).

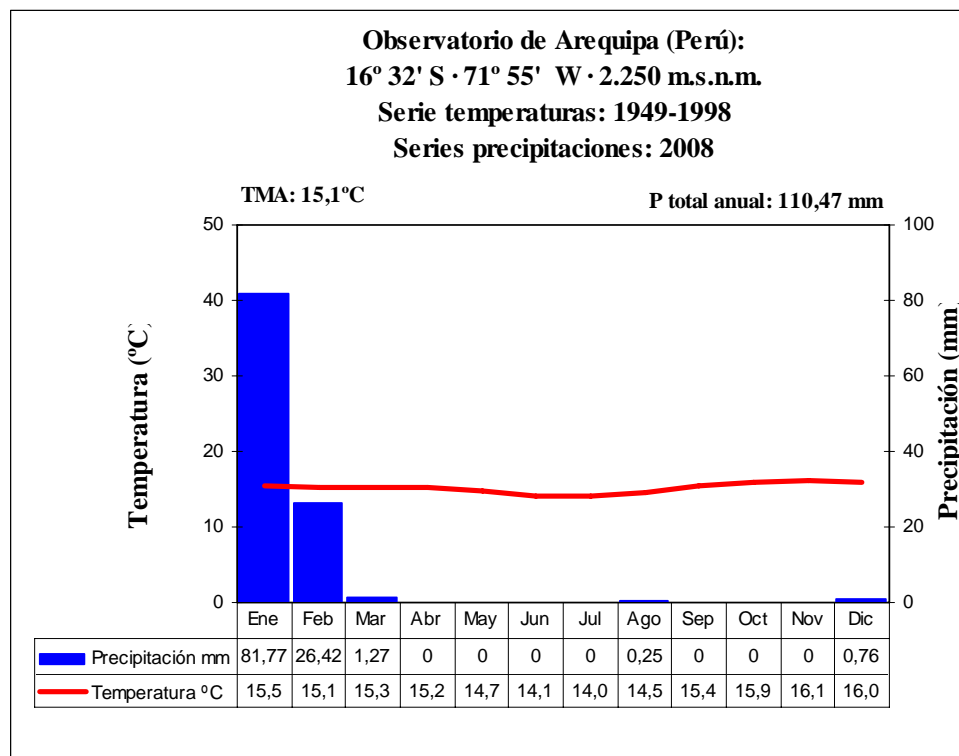


Figura 4.8. Climograma con los valores de temperatura y precipitación de la estación de Arequipa (Perú) según los datos de temperaturas de la serie 1949-1998 y los datos de precipitaciones del año 2008. Elaborado según los datos publicados por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología de Perú, SENAMHI.

Por otra parte, se ha observado (Úbeda, 2007) que el incremento de la altitud en estas montañas tropicales de los Andes afecta de forma inversamente proporcional a las temperaturas medias anuales del aire, mientras que lo hace de forma directamente proporcional con la amplitud térmica diaria.

Los valores de **radiación** solar son muy altos en la zona intertropical. Así, el área central de México recibe una radiación directa media anual de 5,5-6,0 kWh/m², según la cartografía realizada por el National Renewable Energy Laboratory (U.S.A.) (1997) (Figura 4.9). En el área del complejo Misti-Chachani, los valores generales de radiación para el entorno de la ciudad de Arequipa son de 6,5-7,0 kWh/m² (SENAMHI, 2003) (Figura 4.10). Además de estos valores medios, también hay que tener en cuenta que la altitud determina la cantidad de radiación que se recibe. En áreas de alta montaña el aire es más limpio y más delgada la capa atmosférica que deben recorrer los rayos solares, de manera que a mayor altitud, mayor radiación. En promedio, por cada 1.000 metros de incremento de la altitud, la radiación aumenta entre un 10% a un 12%. Las nubes pueden tener un impacto importante en la cantidad de radiación que recibe la superficie terrestre. En el caso del área central de México, la nubosidad es frecuente en la época de lluvias (verano), mientras que en el entorno de la ciudad de Arequipa (Perú) las nubes son menos frecuentes.

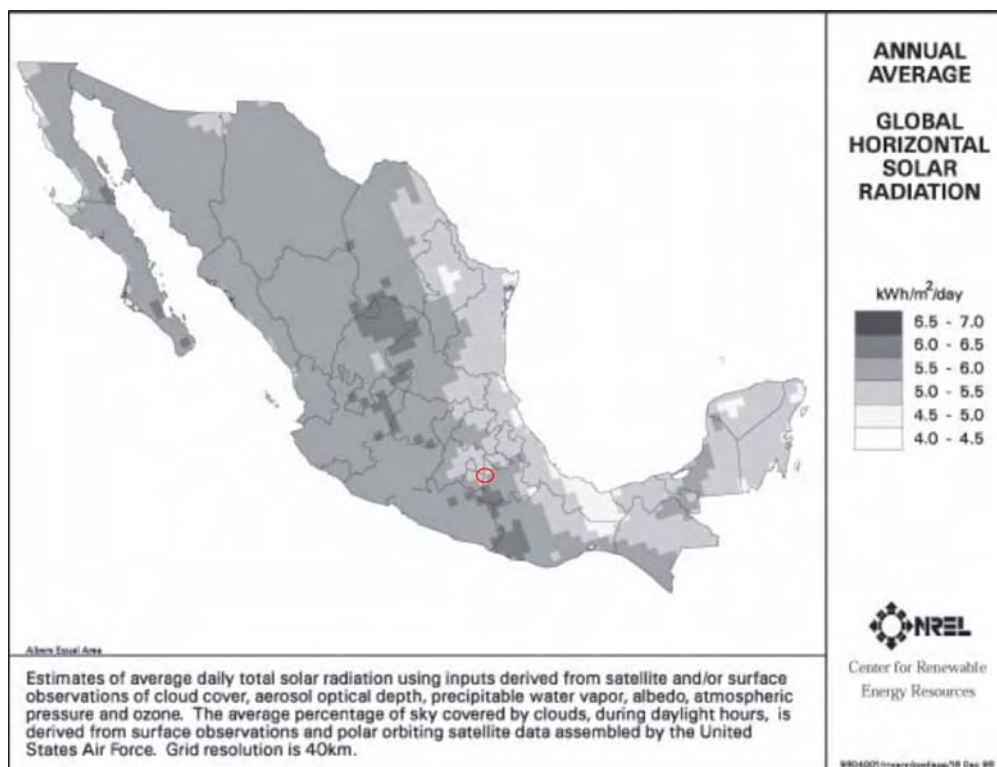


Figura 4.9. Mapa de radiación solar diaria, promedio anual de México. La circunferencia roja indica el área de estudio, con valores entre 5,0 y 6,0 kWh/m²/día. Fuente: National Renewable Energy Laboratory (U.S.A.), 1997.



Figura 4.10. Mapa de radiación solar diaria, promedio anual (1975-1990) de Perú. La circunferencia negra indica el área de estudio, con valores entre 6,5 y 7,0 kWh/m²/día. Fuente: SENAMHI (2003).

En cuanto a la **vegetación**, el límite altitudinal del bosque se encuentra a 3.900 m en el complejo Popo-Izta (Beaman, 1962), aunque en su ladera W se encuentra a 3.850 m debido a la acumulación de cenizas que inhiben el crecimiento de las especies forestales. Por encima del límite del bosque se extiende el piso del zacatonal o pastizal alpino, formación de gramíneas altas (Almeida *et al.*, 1994; Almeida-Leñero *et al.*, 2004). A partir de los 4.400 m se desarrolla el piso nival, con temperaturas medias anuales que no superan los 0°C y heladas constantes, que impiden el desarrollo vegetal. El área de estudio se encuentra por encima de la línea de bosque (la estación Popo1 se localiza a 4.103 m s.n.m.) y se extiende entre el zacatonal y el piso alpino. La cubierta vegetal no es muy densa e incluso prácticamente no existe, por lo que no constituye una protección efectiva al suelo en contra de las heladas.

El complejo Misti-Chachani se sitúa en el borde del Altiplano, próximo a la rampa que le une con la costa del Pacífico y por lo tanto, queda bajo el radio de acción del sistema de altas presiones generado por la presencia de la corriente fría de Humboldt (2° S-31° S). Por lo tanto nos encontramos con área muy árida, con un total de precipitaciones anuales que no supera los 100 mm (94,6 mm anuales de media en la serie 1949-1991, SENAHMI). Por esta razón, sobre las laderas del Misti y del Chachani no se desarrolla el bosque. Desde el piso semiárido con vegetación, que caracteriza la parte superior de la rampa (Úbeda, 2007), se pasa al piso supraforestal, de vegetación escasa y adaptada al frío. En cotas superiores se desarrolla el piso periglaciario sin vegetación o solamente con líquenes adaptados al frío, para pasar a piso glaciario sin vegetación por encima de la isoterma anual de 0°C. La ausencia de vegetación por la extrema aridez o por el frío, es la característica del área de estudio, donde la vegetación no parece ser un factor que influya en el desarrollo del permafrost.

No se cuenta en ninguno de los dos casos con estadísticas sobre el número de días de **nieve**. En las cumbres del Popocatepetl se ha establecido la cota de presencia de nieve y granizo en los 4.300 m (White, 1981; Almeida-Leñero *et al.*, 2004). Adelantando los resultados que se han obtenido en la presente investigación, se ha detectado la presencia de nieve en el suelo mediante la comparación del comportamiento de las temperaturas del aire y del suelo. Estas presentan amplitudes diarias nulas o muy próximas a 0°C en el suelo cuando existe una cubierta nival que lo aísla de las influencias atmosféricas. Esta situación se mantiene durante intervalos muy cortos 8-10 días, dos o tres veces al año, debido a la fuerte radiación diurna. Por esto, la presencia de la cubierta nival no influye de forma decisiva en el patrón de distribución de las temperaturas a lo largo de un año.

Teniendo en cuenta estas características generales se ha desarrollado la siguiente metodología con el objetivo de determinar la presencia y distribución de suelo helado.

2.1.- Obtención de datos

Los datos de partida que se han empleado en este estudio son temperaturas y Modelos Digitales de Elevación.

A- Datos de temperaturas:

Las temperaturas se han obtenido a partir de los datos facilitados por las redes meteorológicas oficiales de los países correspondientes y de los termómetros instalados en las áreas de estudio por el proyecto de investigación LAHAR.

En el caso del complejo volcánico Popo-Izta se han empleado los datos térmicos ofrecidos por el Servicio Meteorológico Nacional de México, de las estaciones San Pedro Nexapa y Amecameca de Juárez (Figura 4.11), que ofrecen valores diarios (máxima, mínima y media) dentro del periodo de tiempo en el que han estado funcionando las sondas instaladas por el proyecto LAHAR.

CLAVE	NOMBRE	LAT (N)	LONG (W)	ALTITUD (m)	AÑOS
15007	Amecameca de Juárez (SMN)	19° 08' 26"	98° 46' 20"	2.470	2001-2006
15103	San Pedro Nexapa	19° 05' 01"	98° 44' 18"	2.620	2001, 2003-2005

Figura 4.11. Estaciones cercanas al complejo volcánico Popo-Izta, para las que existen datos térmicos diarios simultáneos a la toma de temperaturas por el proyecto LAHAR.

En el caso del complejo volcánico Misti-Chachani, se han empleado los datos de la estación del aeropuerto de la ciudad de Arequipa (Arequipa SPQU) y los de la estación Aguada Blanca, localizada en la presa del mismo nombre, en la Reserva Nacional Salinas y Aguada Blanca, que pertenece a la red de AUTODEMA (Autoridad Autónoma del Majes) (Figura 4.12). En el primer caso, se tienen los datos diarios de máxima, mínima y media; mientras que para la segunda estación sólo se poseen la máxima y mínimas diarias.

CLAVE	NOMBRE	LATITUD	LONGITUD	ALTITUD (m)	AÑOS
847520	Arequipa SPQU	19K 224000,26 E	8196722,08 S	2.508	2001-2007
-	Aguada Blanca	19K 248962,64 E	8202636,18 S	3.749	2004-2006

Figura 4.12. Estaciones cercanas al complejo volcánico Misti-Chachani, para las que existen datos térmicos diarios simultáneos a la toma de temperaturas por el proyecto LAHAR. Coordenadas UTM, zona 19K, WGS84.

Por otro lado, en el desarrollo del proyecto LAHAR se lleva a cabo una labor de instalación de sondas térmicas en distintos estratovolcanes tropicales activos, entre los que se encuentran los dos complejos aquí considerados. La instrumentación de la red del proyecto LAHAR se basa en las sondas HOBO Pendant 64 K Temp/Light, dotadas con de termistores TMC-1T y encapsuladas en una envoltura impermeable. Los termómetros están equipados con una batería de litio de 3.6 V, con capacidad para tomar medidas durante 760 días, y tienen una precisión de +/- 0,1°C, y un rango de -20°C a +50°C. El programa "BoxCar Pro" permite fácilmente programar el intervalo y duración del registro de las medidas de temperatura, así como la lectura y conversión de los datos a formatos compatibles con las principales bases de datos (Excel, Lotus, ASCII...).

En el *complejo volcánico Popo-Izta* la instalación comenzó en octubre de 2001 y según los condicionamientos externos (accesibilidad, fechas de trabajo de campo...) las estaciones han ido variando de localización y de dotación de sondas hasta la actualidad. En conjunto se dispone de datos referidos a 5 estaciones en el volcán Popocatepetl, localizadas en la vertiente norte como se indica en las figuras 4.13 y

4.14). En el volcán Iztaccíhuatl se han establecido otras 5 estaciones en la vertiente occidental. Las estaciones 1, 2 y 4 se encuentran orientadas hacia el norte, la estación Izta3 está dispuesta hacia el sur y la número 5 se encuentra justo en la cumbre de las Rodillas del Iztaccíhuatl (Figuras 4.15 y 4.16).

La captura de datos se produce de forma horaria con intervalos variables según la campaña de recolección de los mismos. Al final los datos se disponen en los periodos que se indican en las figuras 4.17 y 4.18.

NOMBRE	LATITUD	LONGITUD	ALTITUD (m)
Popo1	539.074,00	2.105.950,00	4.103
Popo2	538.950,69	2.105.320,49	4.251
Popo3	539.020,04	2.105.039,40	4.379
Popo4	538.794,47	2.104.685,58	4.623
Popo5	538.813,47	2.104.167,27	4.885

Figura 4.13. Estaciones en la vertiente norte del volcán Popocatepetl instaladas por el proyecto LAHAR. Coordenadas UTM, zona 14Q, WGS84.

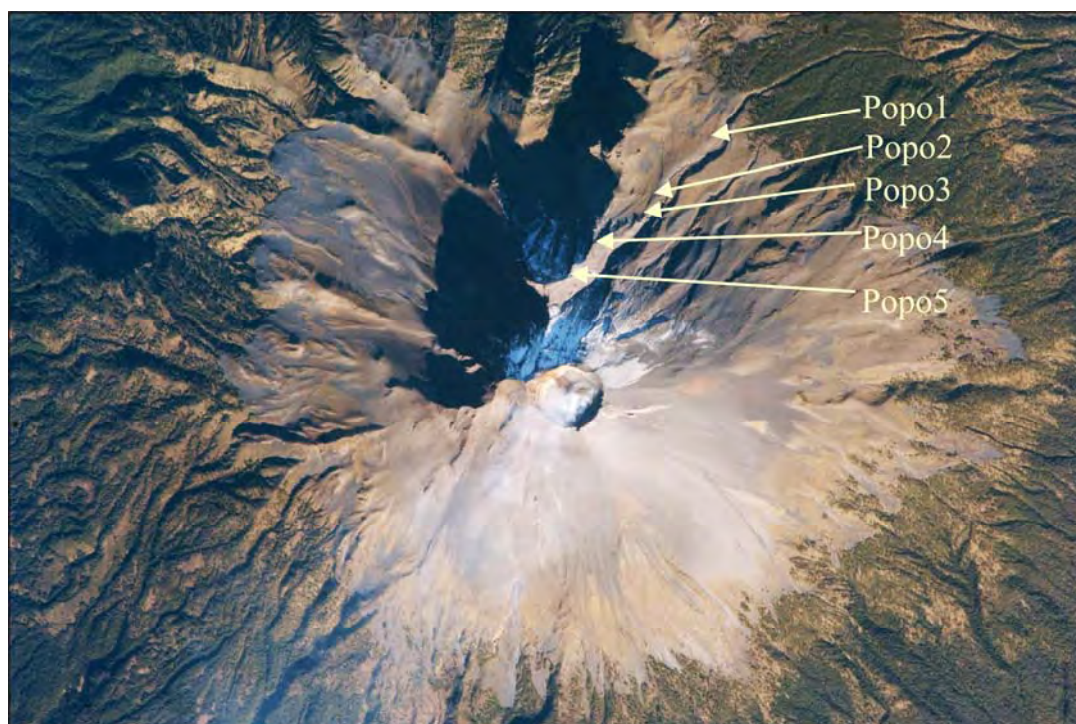


Figura 4.14. Localización de las estaciones en el volcán Popocatepetl sobre una ortoimagen de 2006.

NOMBRE	LATITUD	LONGITUD	ALTITUD (m)
Izta1	537.294,59	2.115.855,24	4.137
Izta2	537.906,26	2.116.725,26	4.382
Izta3	538.176,30	2.117.754,22	4.681
Izta4	537.690,30	2.119.184,63	4.890
Izta5	538.159,95	2.118.662,23	5.020

Figura 4.15. Estaciones en la ladera occidental del Iztaccíhuatl instaladas por el proyecto LAHAR. Coordenadas UTM, zona 14Q, WGS84.

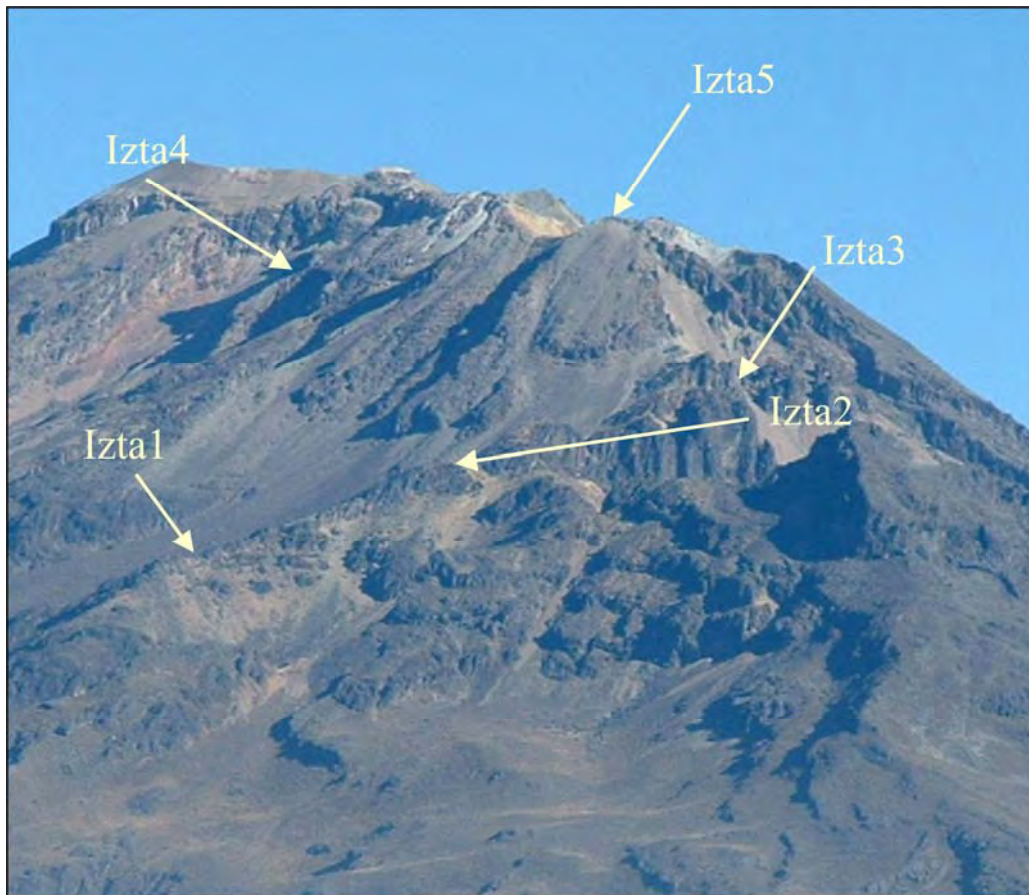


Figura 4.16. Localización de las estaciones en el volcán Iztaccíhuatl. (Fotografía: D. Palacios).

Estación	Altitud	Profundidad	CAMPAÑA 2001/2002		CAMPAÑA 2002/2003		CAMPAÑA 2004/2005		CAMPAÑA 2005/2006		CAMPAÑA 2006/2007	
			Inicio	Fin	Inicio	Fin	Inicio	Fin	Inicio	Fin	Inicio	Fin
Popo1	4.103 m	-10 cm	9/10/01	16/7/02 (*)	16/7/02	17/8/03	13/2/04;	16/02/05				
		-80 cm	9/10/01	16/7/02	16/7/02	17/8/03	12/2/04	16/02/05				
Popo2	4.251 m	-5 cm	9/10/01	16/7/02	16/7/02	17/8/03						
		-10 cm					12/2/04	16/2/05				
		-20 cm										
		-20 cm										
		-80 cm	9/10/01	16/7/02	16/7/02	17/8/03	12/2/04	16/02/05			7/2/06	9/3/07
Popo3	4.379 m	-10 cm	9/10/01	16/7/02	16/7/02	11/8/03	12/2/04	16/2/05				
		-20 cm										
		-30 cm	9/10/01	16/7/02							7/2/06	17/6/07
		AIRE					12/2/04	16/2/05				
Popo4	4.623 m	-10 cm							17/2/05	5/2/06		
Popo5	4.885 m	-10 cm							17/2/05	6/2/06 (*)		
		-30 cm							17/2/05	6/2/06		

Figura 4.17. Periodización de los datos obtenidos en las distintas sondas instaladas en la ladera norte del volcán Popocatepetl.

(*) La sonda se encontró descubierta.

Estación	Altitud	Profundidad	CAMPAÑA 2001/2002		CAMPAÑA 2002/2003		CAMPAÑA 2004/2005		CAMPAÑA 2005/2006	
			Inicio	Fin	Inicio	Fin	Inicio	Fin	Inicio	Fin
Izta1	4.137 m	-10 cm	6/10/01	11/7/02	11/7/02	12/8/03			14/02/05	16/03/06
		-20 cm							14/02/05	16/03/06
		-60 cm								
		-80 cm	6/10/01	11/7/02	11/7/02	12/8/03	13/2/04	13/02/05		
Izta2	4.382 m	-10 cm	6/10/01	11/7/02	13/7/02	12/08/03	12/06/04	13/02/05		
		-57 cm	6/10/01	11/7/02	13/7/02	12/08/03	12/06/04	13/02/05		
Izta3	4.681 m	-10 cm			11/7/02	11/8/03				
		-20 cm					14/2/04	14/02/05		
Izta4	4.890 m	-10 cm			18/7/02	25/11/03				
		-20 cm					12/06/04	21/10/05		
		-30 cm			18/7/02	25/11/03	12/06/04	21/10/05		
		AIRE								
Izta5	5.020 m	-20 cm							14/02/05	(*)
		AIRE							14/02/05	7/2/06

Figura 4.18. Periodización de los datos obtenidos en las distintas sondas instaladas en la ladera occidental del volcán Iztaccíhuatl.

(*) La sonda no se encontró.

En el **complejo volcánico Misti-Chachani** la instalación de sondas comenzó en julio de 2004 y según los condicionamientos externos (accesibilidad, fechas de trabajo de campo...) las estaciones han ido variando de localización y de dotación de sondas hasta la actualidad. En conjunto se dispone de datos referidos a 3 estaciones en el volcán Misti (Figura 4.19) y 3 estaciones en el Chachani (Figura 4.20). En el primero las estaciones se instalaron en la vertiente norte, mientras que en el segundo se encuentran en la ladera suroriental, aunque con orientaciones septentrionales (Figura 4.21). En las figuras 4.22, 4.23 y 4.24 se pueden observar detalles de su colocación y en las figuras 4.25 y 4.26 se indican las campañas de estudio.

NOMBRE	LATITUD (S)	LONGITUD (W)	ALTITUD (m)
Misti1	243.827,00	8.198.321,00	4.726
Misti2	243.413,00	8.197.142,00	5.455
Misti3	242.963,16	8.196.722,08	5.740
Misti4	243.060,00	8.196.827,00	5.740

Figura 4.19. Estaciones en la ladera norte del volcán Misti instaladas por el proyecto LAHAR. Coordenadas UTM, zona 19K, WGS84.

NOMBRE	LATITUD (S)	LONGITUD (W)	ALTITUD (m)
Chacha1	234.270,00	8.204.188,00	4.850
Chacha2	233.871,00	8.204.610,00	4.976
Chacha3	233.153,00	8.205.133,00	5.331

Figura 4.20. Estaciones en la ladera suroriental del volcán Chachani instaladas por el proyecto LAHAR. Coordenadas UTM, zona 19K, WGS84.

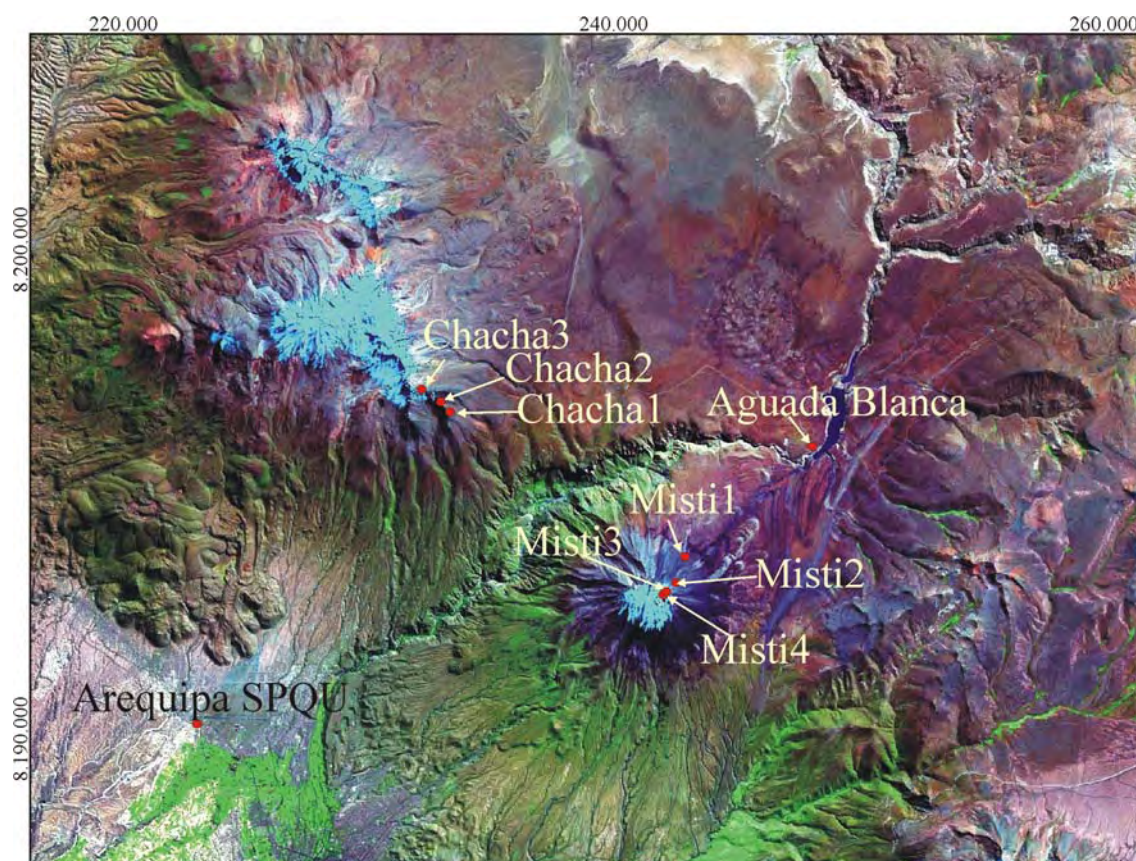


Figura 4.21. Localización de las estaciones cuyos datos se han utilizado en el complejo volcánico Misti-Chachani, sobre la imagen Landsat (2000). Coordenadas UTM, zona 19K, WGS84.

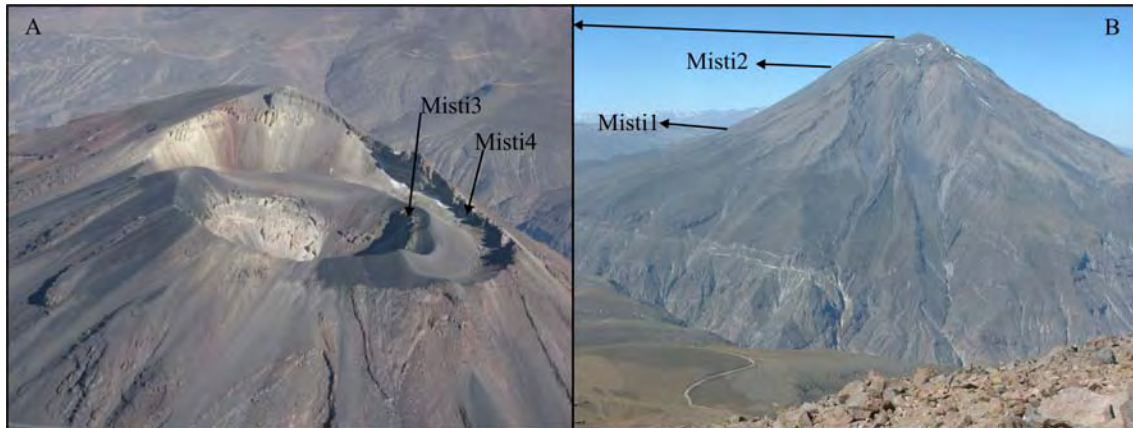


Figura 4.22. Localización de las estaciones en el volcán Misti. (Fotografías: A) Google Earth y B) D. Palacios (julio-2004).

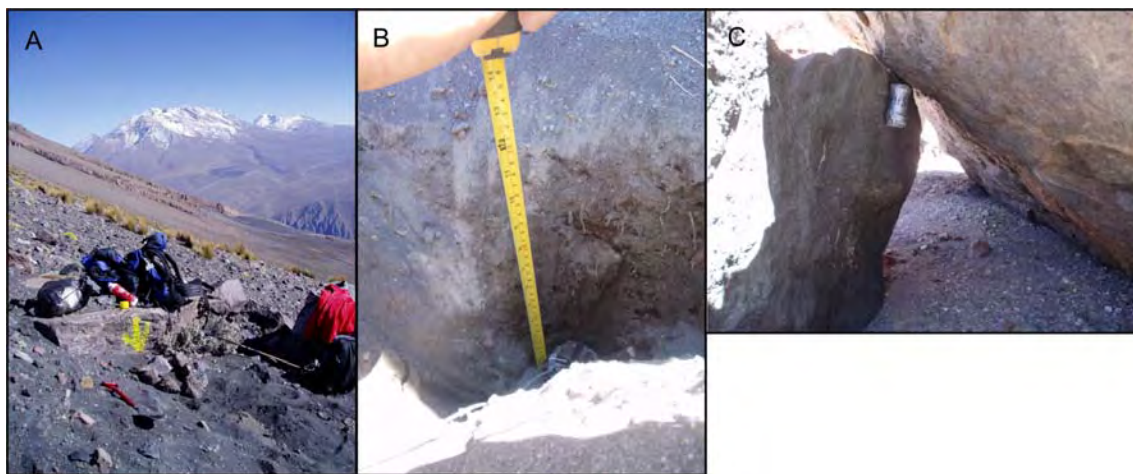


Figura 4.23. Detalle de las localizaciones de las sondas en los observatorios del volcán Misti. **A:** Bajo la flecha amarilla se encuentran las sondas de profundidad en la estación Misti1. Al fondo, el volcán Chachani (Fotografía tomada en julio de 2004). **B:** Instalación de la sonda de -30 cm de profundidad en la estación Misti2 (Fotografía tomada en septiembre de 2008). **C:** Termómetro del aire en la localización Misti4 (Fotografía tomada en septiembre de 2008). (Fotografías: J. Úbeda).

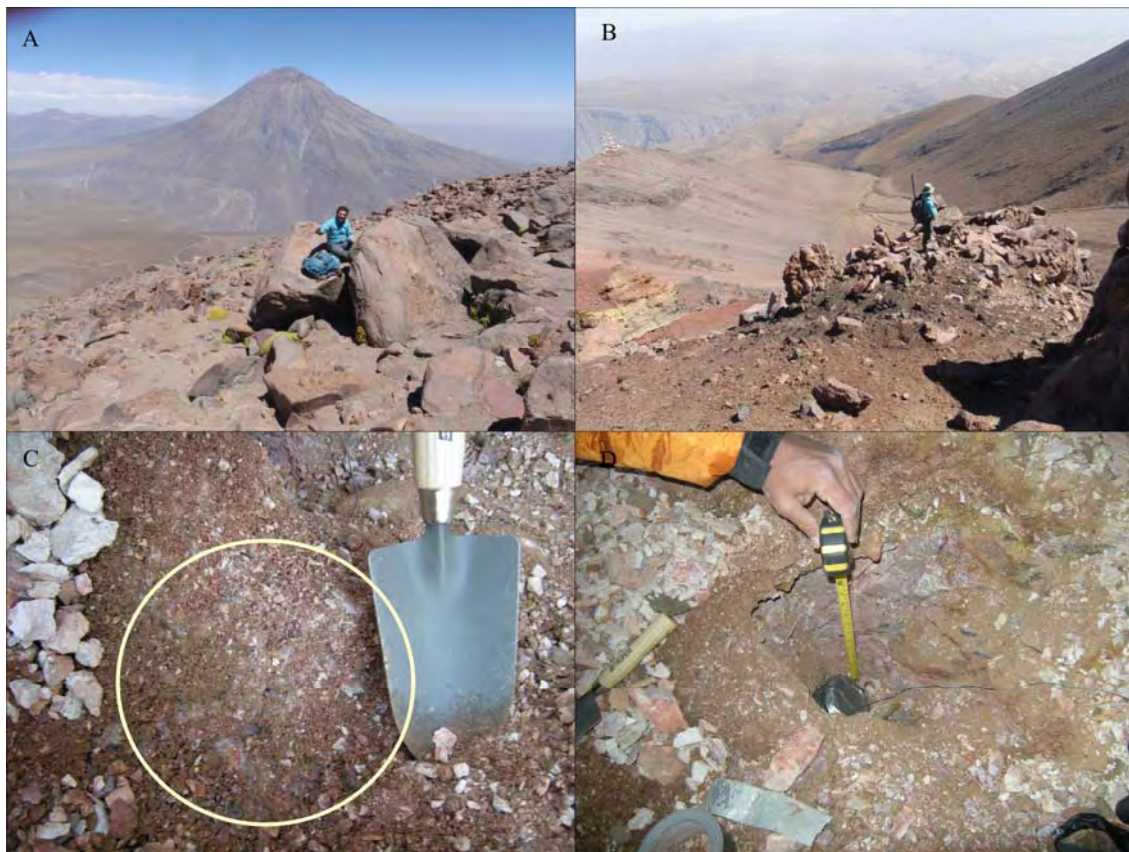


Figura 4.24. Detalle de las localizaciones de las sondas en los observatorios del volcán Chachani. **A:** Localización de la estación Chacha1 en la ladera SE. Al fondo, el volcán Misti. **B:** Localización de la estación Chacha2. **C:** Detalle del hielo en el suelo encontrado en la estación Chacha3 en octubre de 2008. **D.** Instalación de la sonda de -30 cm en la estación Chacha3. (Fotografías: J. Úbeda, 2008).

Estación	Altitud	Profundidad	Campaña 2004/2005		Campaña 2005/2006		Campaña 2006/2007		Campaña 2007/2008	
			Inicio	Fin	Inicio	Fin	Inicio	Fin	Inicio	Fin
Misti1	4.726 m	-10 cm	25/7/04	2/12/05						
		-60 cm	25/7/04	2/12/05					5/9/07	22/9/08
		AIRE							5/9/07	22/9/08
Misti2	5.455 m	-5 cm			10/11/05	21/11/06				
		-10 cm	25/7/04	7/11/05						
		-30 cm	25/7/04	7/11/05	10/11/05	21/11/06	23/11/06	5/9/07	5/9/07	22/9/08
Misti3		AIRE	25/7/04	7/11/05	10/11/05	21/11/06	23/11/06	5/9/07	5/9/07	22/9/08
	5.700 m	-10 cm	11/8/04	7/11/05	10/11/05	20/11/06				
		-30 cm	11/8/04	7/11/05	10/11/05	20/11/06				
Misti4		-80 cm					23/11/06	5/9/07		
		AIRE			10/11/05	19/11/06	23/11/06	5/9/07		
	5.700 m	-10 cm						5/9/07	27/11/07	27/11/07
		-30 cm						27/11/07	22/9/08	22/9/08
		-80 cm						5/9/07	27/11/07	27/11/07
		-100 cm						27/11/07	22/9/08	22/9/08
		AIRE						5/9/07	22/9/08	22/9/08

Figura 4.25. Periodización de los datos obtenidos en las distintas sondas instaladas en la ladera norte del volcán Misti.

Estación	Altitud	Profundidad	Campaña 2003/2004		Campaña 2004/2005		Campaña 2005/2006		Campaña 2006/2007		Campaña 2007/2008	
			Inicio	Fin	Inicio	Fin	Inicio	Fin	Inicio	Fin	Inicio	Fin
Chachal	4.850 m	-5 cm	15/12/02	3/1/04								
		-30 cm									13/09/07	21/10/08
		-94 cm									13/09/07	21/10/08
Chacha2		AIRE									13/09/07	21/10/08
	4.976 m	-5 cm	15/12/02	31/12/03	24/7/04	6/11/05						
		-10 cm					10/11/05	19/11/06				
Chacha3		-30 cm			24/7/04	6/11/05	10/11/05	19/11/06	20/11/06	12/9/07	21/10/08	21/10/08
		AIRE					10/11/05	19/11/06	20/11/06	12/9/07	21/10/08	21/10/08
	5.331 m	-30 cm									7/11/07	21/10/08
		AIRE									7/11/07	21/10/08

Figura 4.26. Periodización de los datos obtenidos en las distintas sondas instaladas en la ladera suroriental del volcán Chachani

B- Modelos Digitales de Elevación:

Para el complejo volcánico Popo-Izta se cuenta con el MDE del INEGI (1978 y 2003), con una resolución espacial de 20 x 20 m.

Para el complejo volcánico Misti-Chachani se tiene el MDE Instituto Geográfico Nacional (IGN) de Perú (1: 100.000) (1996), con una resolución espacial de 50 x 50 m.

2.2.- Tratamiento de los datos

Antes de comenzar el análisis que tiene como objeto determinar la presencia o no de suelos helados, los datos térmicos brutos tienen que pasar por una labor previa de control de calidad y simplificación. Siguiendo las recomendaciones apuntadas por Fernández (1995), los datos se han agrupado en periodos comunes con el objetivo de comprobar su calidad. De esta manera, se han comparado los datos de cada una de las sondas en periodos comunes y se han detectado las posibles anomalías provocadas por el mal funcionamiento de los aparatos o el cambio de localización. Con esto se eliminaron los datos tomados durante la instalación o manipulación de las sondas para su descarga, ya que toman datos en el inicio y final de las series que no se corresponden con su ubicación en el lugar exacto de medición. También se han detectado así las modificaciones de las condiciones originales de colocación de las sondas, como la erosión de la superficie del suelo, que implica que la sonda recoja las temperaturas de una profundidad inferior a la inicialmente elegida.

Después de suprimir los datos erróneos, el resto de las series se han reducido a periodos comunes de un año con dos objetivos: hacer una comparación de todas las sondas instaladas en una única estación a distintas profundidades y a +1 m y hacer una comparación entre los comportamientos térmicos de cada una de las profundidades o del aire en todas las altitudes. En cada agrupamiento se han calculado los parámetros estadísticos más representativos, siguiendo un proceso de simplificación a partir de los datos horarios:

- Cálculo de los estadísticos diarios:
 - Temperatura media verdadera o exacta: calculada como media aritmética de todos los datos horarios registrados en el día
 - Mínima absoluta: valor extremo más alto registrado en 24 horas
 - Máxima absoluta: valor extremo más bajo registrado en 24 horas
 - Amplitud térmica diaria: diferencia entre la temperatura máxima y la mínima diarias.
- Cálculo de los estadísticos mensuales:
 - Temperatura media mensual: como media de las temperaturas medias diarias.
 - Las máximas y mínimas medias resultantes de la media aritmética de las máximas y mínimas diarias.
 - La máxima y la mínima absolutas: valor más bajo o más alto registrado a lo largo del mes. Corresponden a un día y hora determinados.
 - Amplitud térmica: diferencia entre las temperaturas máxima y mínima mensual.
- Cálculo de los estadísticos anuales:
 - Temperatura media anual: media aritmética de las temperaturas medias mensuales.

- Las máximas y mínimas medias, a partir de los correspondientes datos mensuales.
- La máxima y la mínima absolutas: valor más bajo o más alto registrado a lo largo del año. Corresponden a un día y una hora determinados.
- Amplitud térmica anual: diferencia entre la temperatura media mensual más alta y la media mensual más baja.
- Amplitud media diaria: media aritmética de todas las amplitudes térmicas diarias a lo largo del año.
- Además se han extraído el número de días con temperatura inferior a 0°C, el número de días con temperatura superior a 0°C y el número de días en los que la temperatura oscila por encima y por debajo de 0°C.

2.3.- Análisis de los datos y estimaciones

Los estadísticos básicos se emplean para hacer tres tipos de análisis. En primer lugar, se estudia el comportamiento de la temperatura a los diferentes niveles en el interior del suelo, se relaciona con la temperatura del aire y se intenta establecer el patrón de variación en relación con la profundidad. En un segundo momento, se relacionan los estadísticos obtenidos para cada nivel con la altitud y se estiman los gradientes verticales de temperatura. Por último, se aplica el modelo de estimación de la temperatura media anual del suelo empleado por Abramov *et al.* (2008), a partir del modelo de radiación y de la temperatura media anual del aire.

A- Análisis de tendencias en profundidad:

Se realizan en cada una de las estaciones de muestreo por separado a partir de series comunes de las sondas instaladas a distintas profundidades en el suelo. En una hoja de cálculo se obtienen por separado las ecuaciones de las líneas de tendencia establecidas entre las temperaturas medias anuales, las medias de los meses más cálidos y las medias de los meses más fríos obtenidas a distintas profundidades. Las dos últimas líneas tienden a juntarse en un punto en el que la amplitud diaria y anual es igual a 0°C, siguiendo el patrón de distribución de temperaturas en el suelo propuesto por van Everdingen (1985), recogido por la ACGR (Associate Comité on Geotechnical Research) (1988) y ampliamente utilizado por los expertos en permafrost y ambientes periglaciares (French, 2007) (Figura 4.27).

A partir de estas tendencias y según el valor de la temperatura media en el punto en el que la amplitud térmica es de 0°C, se indica la posibilidad de presencia de permafrost en los puntos de muestreo.

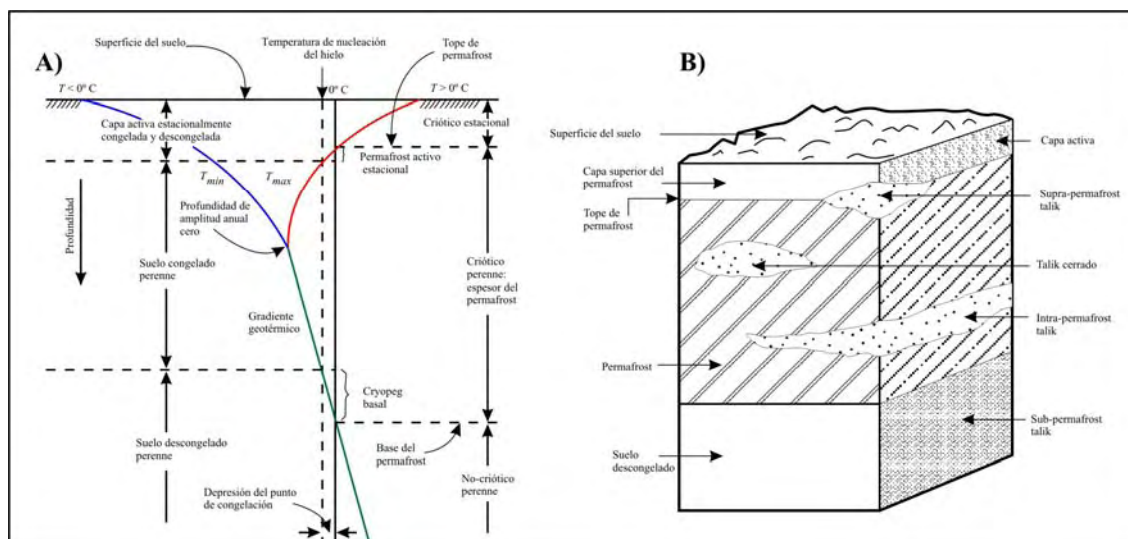


Figura 4.27. A) Patrón típico del régimen térmico en el interior del suelo donde se indican las temperaturas máximas y mínimas anuales, la profundidad de amplitud anual 0 y la profundidad de la descongelación estacional (capa activa). A partir de ACGR (1988). B) Relación entre el permafrost, el tope de permafrost (*permafrost table*), la capa activa y los *taliks*. Según Ferrians *et al.* (1969).

B- Gradientes verticales:

Las temperaturas medias anuales en cada nivel de observación se relacionan con la altitud y se analiza el nivel de correlación entre estas dos variables. El ajuste a una recta o a una curva sirve de base para la estimación de la TMAA en la ladera en la que se encuentran las estaciones. Para ello se emplea la herramienta Raster Calculador, donde se opera la ecuación del ajuste más preciso con el MDE. El modelo de distribución obtenido, aunque se refiere a toda el área del complejo volcánico correspondiente, sólo es válida para la ladera en la que se instalaron las sondas de referencia.

C- Aplicación de un modelo de distribución de permafrost:

Las investigaciones realizadas hasta la actualidad han empleado distintos métodos para el estudio del permafrost y de la dinámica periglaciaria. En muchos de estos estudios el objetivo consiste en establecer un modelo, es decir, una representación conceptual o matemática de un fenómeno, normalmente considerado desde el punto de vista sistémico. Riseborough *et al.* (2008), en su análisis sobre los avances realizados en la modelización del permafrost en los últimos años, consideran que estos modelos determinan el estado térmico del suelo basándose en los principios de la transferencia de calor y se pueden clasificar en tres categorías utilizando criterios temporales, térmicos y espaciales. Desde el punto de vista **temporal**, los modelos pueden definir las condiciones de equilibrio del permafrost para un determinado régimen anual (modelos de equilibrio) o pueden analizar la transición de las condiciones del permafrost desde un estado inicial a un estado actual o futuro (modelos de transición). Según un criterio **térmico**, los modelos simples determinan la presencia o ausencia de permafrost, la profundidad de la capa activa o la temperatura media anual del suelo, basándose en relaciones empíricas, estadísticas o en la aplicación de los modelos de equilibrio que emplean funciones de transferencia entre la atmósfera y el suelo. Por otra parte, los modelos numéricos de elementos finitos (*finite-difference models*) definen la variación

térmica a largo plazo de perfiles verticales en el suelo. La influencia de los intercambios de energía de la superficie sobre las condiciones subsuperficiales se define utilizando ecuaciones simplificadas que emplean unos cuantos parámetros (ciclos de hielo/deshielo, temperatura del aire, cubierta nival...).

Espacialmente los modelos pueden definir condiciones de una única localización (como un índice o un perfil vertical de temperatura unidimensional), a lo largo de un transecto (2D) o en una región. La mayoría de los modelos espaciales son del primer tipo, colecciones de puntos de muestreo. Los datos recogidos para estos puntos son especialmente difíciles de interpolar en medios de montaña, donde la variabilidad espacial de los condicionantes del permafrost es muy alta (elevación, pendiente, orientación, propiedades del suelo...). La variabilidad de la temperatura con la topografía puede ser superior a 15°C en 1 km de distancia horizontal, comparable con el efecto de la latitud en una distancia de 1.000 km en las áreas polares bajas Riseborough *et al.* (2008).

Las perforaciones son el medio que ofrece una mejor información sobre la presencia y características del permafrost (Etzel Müller *et al.*, 2001), aunque esta información está referida a un único punto. Los datos obtenidos en perforaciones han dado lugar a varios estudios como por ejemplo, los de Ostercamp *et al.* (1985), en Alaska; von der Mühll *et al.* (1998) en los Alpes suizos; Sollid *et al.* (2000), en Escandinavia... Pero en los medios de montaña, las perforaciones resultan ser una técnica costosa y difícil de llevar a cabo debido al complicado acceso que presentan estas regiones.

Por otra parte, las medidas geofísicas ofrecen la posibilidad de identificar la presencia de permafrost y determinar sus características. Las medidas de refracción sísmica (Wagner, 1996), gravimetría (von der Mühll y Klingele, 1994) o resistividad eléctrica (Reynolds, 1997; Kneisel, 2003; Kneisel y Kääb, 2007) son de gran utilidad para determinar la profundidad de la tabla del permafrost, estimar el espesor del permafrost y diferenciar los tipos genéticos de hielo, pero resultan poco apropiadas para cartografiar la distribución del permafrost.

Hasta el presente, el método más extendido para la modelización de la distribución del permafrost en montaña es el que se basa en las temperaturas de la superficie del suelo bajo la cubierta nival o método BTS (Bottom Temperature Snow). El método BTS fue utilizado por primera vez por Haeberli (1973) para detectar permafrost en los Alpes europeos. Desde entonces ha sido mejorado y probado como una herramienta útil en centro Europa (p.e. Hoelzle, 1992; King, 1992; Hoelzle *et al.*, 1993; Dobinski, 1998), Escandinavia (p.e. Jeckel, 1988; Ødegård *et al.*, 1996; Isaksen *et al.*, 2002), Japón (p.e. Ishikawa y Hirakawa, 2000), Polonia (Mościcki y Kędzia, 2001.), España (Tanarro *et al.*, 2001; Serrano *et al.*, 2001; Julián y Chueca, 2008). El método se basa en que una cubierta nival profunda, con una baja capacidad de transferencia de calor, aísla el suelo de las variaciones térmicas diurnas y de otras variaciones a corto plazo en el balance de energía de la superficie (Hoelzle *et al.*, 1993). El equilibrio de temperaturas desarrollado en el contacto entre la nieve y el suelo a finales del invierno refleja las condiciones térmicas del interior del suelo, con bajos valores que indican la presencia de permafrost y valores elevados que indican la presencia de suelo descongelado cerca de la superficie.

Las medidas de BTS tienen que tomarse con un espesor de nieve de al menos 80 cm (King, 1990; Hoelzle *et al.*, 1993; Keller y Gubler, 1993), a finales de invierno o principios de primavera (Imhof *et al.*, 2000), cuando están acordes con los valores empíricos (menos de -3°C indica permafrost probable, entre -3 y -2°C permafrost posible; y más de -2°C, permafrost improbable) (Hoelzle, 1992). Estas condiciones que

impone la utilización del método BTS no se cumplen en la montaña tropical, ya que, como se ha visto, la duración de la nieve sobre la superficie del suelo se limita a 8-10 días y no influye por tanto de forma decisiva en el patrón de distribución del permafrost.

El BTS es un indicador invernal del permafrost, pero la distribución de permafrost está controlada también por el intercambio energético superficial del verano (Gruber y Hoelzle, 2001). Estos autores mejoran el modelo básico del método BTS incluyendo la radiación de onda corta incidente potencial durante el verano (PSWR), calculada con el programa SRAD de Fortran (Moore *et al.*, 1993). Para predecir los valores de temperatura del suelo se realiza una regresión con los valores medidos de BTS, la elevación (MDE) y la radiación (PSWR). El resultado es la fórmula:

$$BTS = a + b(\text{elevación}) + c(\text{PSWR})$$

Donde la elevación y la radiación potencial del verano (PSWR) son las variables independientes y a, b y c son coeficientes.

Además intentan incorporar información obtenida mediante percepción remota para corregir el modelo. Así tienen en cuenta el albedo de verano (en ausencia de cubierta nival) para calcular la radiación de onda corta neta, que utilizan en lugar de la radiación potencial (PSWR). Pero para el caso de aplicación resulta que la variancia de la PSWR explica un porcentaje mayor y la de la radiación neta, por lo que fue desestimado.

Por otra parte, incluyen información de la cubierta vegetal con el cálculo del índice de vegetación (SAVI) propuesto por Huete (1988), con lo que la fórmula adquiere la expresión:

$$BTS = a + b(\text{elevación}) + c(\text{PSWR}) + d(\text{SAVI})$$

En los Alpes, Hoelzle (1992) encontró una buena correlación entre la elevación, la radiación solar incidente de verano y la distribución del permafrost. En el sur de Noruega, los valores de BTS presentan una mejor correlación con la elevación y la radiación tiene una influencia menor (Isaksen *et al.*, 2002).

Muchos estudios han utilizado la técnica del BTS: en algunos se emplea la clasificación empírica inicial (Hoelzle, 1992; Julián y Chueca, 2007) mientras que otros realizan distintas formas de validación como la relación con la distribución de glaciares rocosos (p.e. Janke, 2004 y 2005), con sondeos geofísicos (p.e. Gardaz, 1997; Ishikawa y Hirakawa, 2000; Tanarro *et al.*, 2001), o mediante comprobaciones directas en el campo (p.e. Lewkowicz y Ednie, 2003; Lewkowicz y Bonnaventure, 2008).

Otros modelos empíricos actuales se basan únicamente en relación entre las TMAA y la elevación del terreno. Estos se aplicaron inicialmente a media y gran escala en Escandinavia (p.e. Ødegård *et al.*, 1996) y después fueron verificados a micro-escala mediante medidas de temperatura y resistividad en el campo (Etzelmüller *et al.*, 1998). Isaksen *et al.* (2002) demostraron que para Escandinavia la temperatura del suelo queda explicada por la variabilidad de la altitud, mientras que los valores de radiación tienen menor influencia. Con esto Etzelmüller *et al.* (2003 y 2007) realizaron la cartografía de distribución del permafrost de montaña en Noruega y en Islandia.

Más recientemente, Abramov *et al.* (2008) utilizan un método estadístico simple en el que consideran que los principales factores que controlan la distribución del permafrost son la temperatura del aire y la radiación solar, seguidos por la vegetación y la cubierta nival. Su objetivo es generar un mapa de la temperatura media anual del suelo (TMAS) para la región de estudio (el grupo de volcanes Klychevskaya) partiendo de los datos de temperatura del aire de una estación meteorológica y de varios puntos de

muestreo a distintas alturas. Con un MDE y los valores de la TMAA para los puntos indicados estiman una distribución de la TMAA en toda el área, para luego calcular las TMAS en función de las TMAA y del modelo de radiación (radiación solar directa media anual, Corripio, 2003).

$$TMAS = TMAA + k \times RAD$$

donde:

TMAS: temperatura media anual del suelo estimada,

TMAA: temperatura media anual del aire estimada a partir de la TMAA de una estación meteorológica y el MDE,

RAD: radiación solar directa media anual (W/m^2),

k : pendiente de la recta de regresión que relaciona los valores de ΔT y RAD de las estaciones de muestreo,

ΔT : diferencia entre la TMAA estimada y la TMAS medida en los puntos de muestreo.

Según los valores de las TMAS se distinguen cuatro cinturones:

- Sin permafrost, con TMAS entre 2 y 4 °C.
- paquetes aislados de suelo siempre-helado (<10% del área), con TMAS entre 0 y 2 °C.
- permafrost discontinuo (10-80% del área), con TMAS entre -2 y 0 °C.
- permafrost continuo (>80% del área), con TMAS entre -20 y -2°C.

Al mapa de distribución de TMAS le superponen el mapa de índice de vegetación (SAVI, Huete, 1988) y la delimitación de las áreas glaciadas (según Rott, 1994). Además los valores estimados se validaron con los datos obtenidos en el campo durante la campaña 2006-07 en distintas perforaciones y distintas profundidades.

Este modelo de distribución se ha aplicado en el presente estudio teniendo en cuenta que la vegetación y la cubierta nival no parecen interferir en la distribución del permafrost en los dos casos que nos ocupan (por lo ya explicado al inicio de apartado). Por lo tanto, para realizar la cartografía de distribución de las TMAS se ha empleado un modelo de distribución de las TMAA y un modelo de radiación. Para el primer caso, se ha creado un mapa a partir de ecuación de la recta de regresión de los datos de TMAA recogidos en las estaciones y la altitud, empleando para ello el MDE. También el MDE ha sido la base para calcular el modelo de radiación directa media anual con la herramienta Solar Radiation de ArcToolbox. Esta aplicación proporciona la cantidad de radiación solar incidente a partir de una capa raster con los datos de altitud, así como la radiación solar directa. Entre las opciones se ha elegido el cálculo por años, de manera que se han conseguido las distribuciones de radiación solar directa entre los años 2001 y 2008. Las capas resultantes se expresan en Wh/m^2 . Mediante Raster Calculador se ha calculado la radiación directa media de los ocho años considerados y después se ha calculado la radiación en un año, es decir, en W/m^2 . La resolución de las capas finales se ha considerado adecuada, ya que para su creación se emplearon DEMs con resoluciones espaciales inferiores a 75 m, tal como recomiendan Heggem *et al.* (2001). La resolución del modelo del área Popo-Izta, tienen una resolución de 20 m y el de Misti-Chachani, 50 m.

3.- RESULTADOS

Una vez tratados los registros de temperatura, obtenidos con la red de termómetros del proyecto LAHAR en los complejos volcánicos Popo-Izta y Misti-Chachani, con los procedimientos indicados en el apartado anterior, los resultados se exponen en cuatro secciones. En cada una de ellas se explica el comportamiento térmico observado en las estaciones instaladas en uno de los volcanes; se determinan los gradientes térmicos verticales entre ellas; y se presentan los modelos de distribución de permafrost y ambientes periglaciares.

3.1.- Presencia del suelo helado en el volcán Popocatépetl

La disponibilidad de datos térmicos pertenecientes a series comunes en el caso del volcán Popocatépetl es bastante escasa, ya que la instalación y mantenimiento de las sondas depende de la coincidencia en el tiempo de los permisos de acceso al área, condiciones meteorológicas favorables, posibilidad de transporte y disponibilidad de personal. De esta manera sólo se puede manejar la serie anual *desde el 1-8-2002 hasta el 31-7-2003* para extraer los gradientes térmicos de profundidad en las estaciones Popo1 y 2; para la estación Popo3 no se tienen ninguna serie anual completa con datos a dos profundidades; y de las estaciones Popo4 y 5 tan sólo se tienen datos de la serie 2005/06, fechas para las que se obtuvo un permiso especial para acceder por encima de los 4.500 m.

A- Comportamiento térmico del suelo:

Las sondas instaladas en la estación **Popo1** (4.103 m) (Figuras 4.13 y 4.14) -10 y a -80 cm en el interior del suelo han proporcionado las siguientes colecciones de datos (Figura 4.28):

- Entre el 10-10-2001 y el 15-07-2002, con un intervalo de 72 minutos (20 datos por día).
- Entre el 17-07-2002 y el 16-08-2003, con un intervalo de 72 minutos (20 datos por día).
- Entre el 13-02-2004 y el 16-02-2005, con un intervalo 90 minutos (16 datos por día).

Como la sonda de -10 cm al finalizar la primera campaña se encontró desenterrada, se ha optado por trabajar con la serie anual de agosto de 2002 a julio de 2003, común a las profundidades de 10 y 80 cm, y utilizar para realizar comparaciones la serie anual del 15 de febrero de 2004 al 14 de febrero de 2005.

Las T_{MAS} en la serie 2002/03 resultaron algo más elevadas que en la serie 2004/05, con temperaturas máximas y mínimas, tanto medias como absolutas, ligeramente más altas (Figura 4.29). Las amplitudes medias diarias resultan similares, con variaciones de 5,5°C y 5,0°C a -10 cm, y de 0,09°C a -80 cm, profundidad a la que el 71,2% de los días del año (229 días en ambas series) la temperatura no experimenta oscilación.

En los datos mensuales de la serie 2002/03 (Figura 4.30) se aprecia que la temperatura máxima se registra en mayo para ambas profundidades, mientras que la mínima sufre un retardo de un mes con la profundidad; se produce en diciembre a -10 cm y en enero a -80 cm. Este retrato se observa tanto en la media mensual más alta como en la más baja de la serie 2004/06 (Figura 4.31). Las amplitudes térmicas

mensuales presentan un comportamiento similar en ambas series. A -10 cm las máximas amplitudes se observan en los meses de primavera, de abril a junio, y las mínimas a finales de otoño y principio de invierno, de noviembre a enero. A -80 cm la amplitud térmica es muy baja durante todo el año y no se observan diferencias notables. Tan sólo los meses de mayo y junio elevan la oscilación media en una décima de grado.

Por otro lado, la sonda que se encontró descubierta al finalizar la campaña 2001/2002 (Figura 4.28), sí registró temperaturas negativas durante 107 días (de una serie de 279 días), aunque ningún día presentó temperaturas máximas negativas. La oscilación media diaria fue de 18,4°C, con una máxima de 38,0°C, y la mínima absoluta alcanzó los -6,3°C. A pesar de las condiciones en las que se recogió la sonda, parece que funcionó correctamente, ya que claramente registró las altas temperaturas diurnas que se producen en primavera-verano, debidas a la fuerte insolación, y las bajas temperaturas nocturnas, causadas por la fuerte irradiación, propias de un ambiente tropical. Con esto se puede pensar en la posibilidad de que en la superficie del suelo se produzca un elevado número de ciclos de hielo-deshielo, que propicien la aparición de microformas periglaciares.

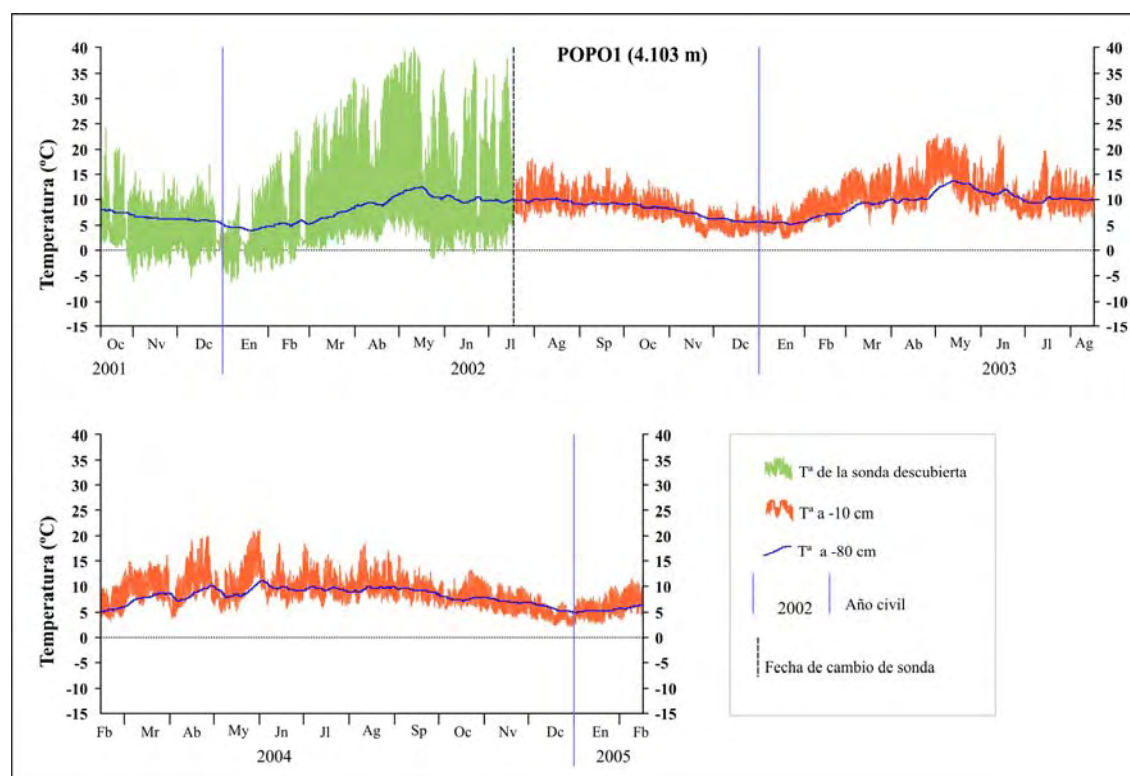


Figura 4.28. Gráficas de los datos tomados por las sondas instaladas a 10 y 80 cm de profundidad en el suelo durante las campañas 2001/02, 2002/03 y 2004/05 en la estación Popo1 (4.103 m s.n.m).

Serie	Profundidad (cm)	T MEDIA			T ABSOLUTA		AMPLITUD		
		Media	Máx	Mín	Máx	Mín	Media	Máx	Mín
Ag2002/Jl03	10	9,7	12,6	7,1	22,9	2,38	5,5	12,9	1,5
Ag2002/Jl03	80	8,8	8,9	8,8	13,6	5,1	0,09	0,49	0,0
Fb2004/Fb05	10	8,8	11,5	6,4	21,1	2,4	5,0	11,2	0,7
Fb2004/Fb05	80	7,9	8,0	7,9	11,1	4,9	0,09	0,48	0,0

Figura 4.29. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre agosto de 2002 y julio de 2003; y entre febrero de 2004 y febrero de 2005 de las sondas situadas a -10 y -80 cm, en la estación Popo1 (4.103 m s.n.m).

Serie Sonda	Ag2002/Jl03 -10 cm				Ag2002/Jl03 -80 cm			
MES	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT
Ag	10,4	13,7	7,7	6,0	9,7	9,8	9,7	0,1
Sp	10,5	12,9	8,4	4,5	9,1	9,2	9,1	0,1
Oc	9,1	11,6	6,7	4,9	8,6	8,7	8,6	0,1
Nv	6,2	8,1	4,7	3,4	7,2	7,3	7,2	0,1
Dc	5,1	7,1	3,4	3,6	5,9	5,9	5,9	0,1
En	5,4	7,5	3,6	3,9	5,5	5,5	5,5	0,1
Fb	8,8	11,9	6,1	5,8	6,9	7,0	6,9	0,1
Mr	11,7	15,1	8,8	6,3	9,1	9,2	9,1	0,1
Ab	12,8	16,7	9,0	7,7	10,1	10,2	10,1	0,1
My	15,0	18,9	11,2	7,7	12,8	12,9	12,8	0,1
Jn	11,2	14,0	8,7	5,3	11,1	11,2	11,0	0,1
Jl	10,5	13,9	7,5	6,4	9,9	9,9	9,8	0,1
Media	9,7	12,6	7,1	5,5	8,8	8,9	8,8	0,1
A anual	9,9				7,4			

Figura 4.30. Estadísticos mensuales para la serie anual entre agosto de 2002 y julio de 2003 de las sondas situadas a -10 y -80 cm, en la estación Popo1 (4.103 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

Serie Sonda	Fb2004/Fb05 -10 cm				Fb2004/Fb05 -80 cm			
MES	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT
Mr	7,1	9,8	4,7	5,0	5,7	5,8	5,7	0,1
Ab	10,4	13,4	7,5	5,9	7,9	8,0	7,9	0,1
My	10,6	14,1	7,5	6,5	8,6	8,7	8,5	0,2
Jn	11,1	14,4	8,0	6,4	8,9	9,0	8,8	0,2
Jl	10,2	12,9	7,9	5,0	9,8	9,8	9,7	0,1
Ag	10,4	13,4	7,7	5,7	9,5	9,5	9,4	0,1
Sp	10,8	13,9	8,1	5,8	9,5	9,5	9,5	0,1
Oc	9,5	11,8	7,4	4,4	9,2	9,2	9,2	0,1
Nv	8,3	10,4	6,3	4,1	7,7	7,8	7,7	0,1
Dc	7,0	9,3	4,9	4,4	7,2	7,3	7,2	0,1
En	4,7	6,3	3,3	3,0	5,9	6,0	5,9	0,1
Fb (*)	5,6	7,8	3,6	4,2	5,3	5,3	5,3	0,1
Media	8,8	11,5	6,4	5,0	7,9	8,0	7,9	0,1
A anual	6,4				4,4			

Figura 4.31. Estadísticos mensuales para la serie anual entre febrero de 2004 y febrero de 2003 de las sondas situadas a -10 y -80 cm, en la estación Popo1 (4.103 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

(*) Los estadísticos del mes de febrero se calculan con los 15 datos diarios del mes en 2004 y los 15 de 2005.

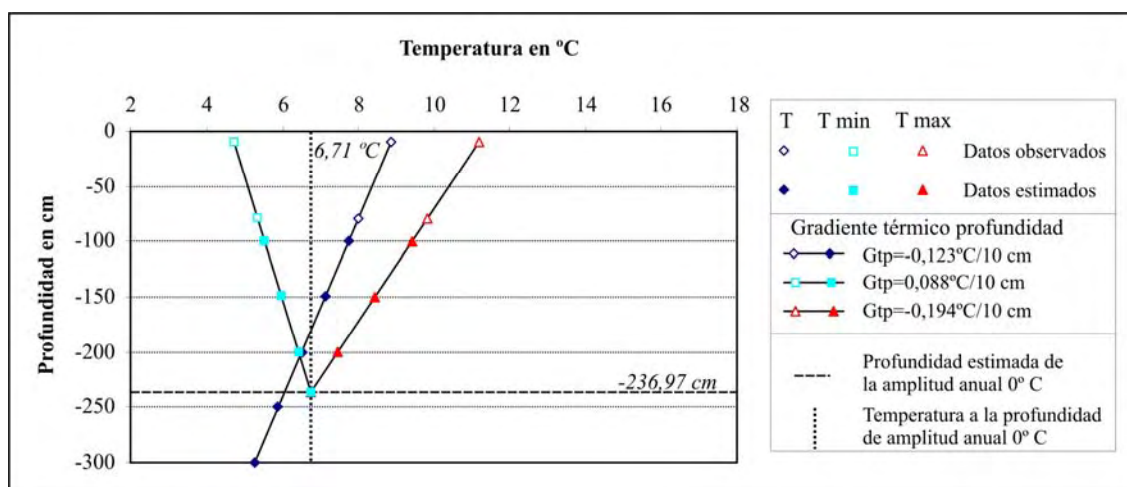
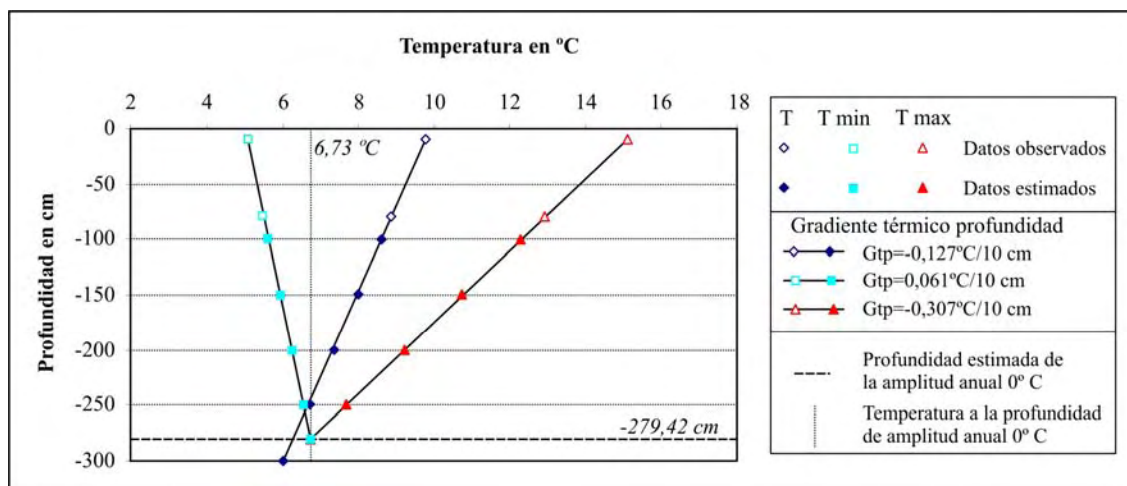
Teniendo en cuenta los datos obtenidos en la serie anual 2002/03 (Figura 4.32), el gradiente térmico de profundidad de las TMAS entre -10 y -80 cm es de $-0,13^{\circ}\text{C}/10$ cm. La amplitud diaria se reduce con la profundidad hasta hacerse prácticamente nula a -80 cm, pero aquí todavía se aprecia una diferencia entre el mes más cálido y el mes más frío ($7,4^{\circ}\text{C}$). Suponiendo unas tendencias uniformes en los gradientes térmicos de profundidad de los mínimos y máximos valores medios mensuales ($0,06^{\circ}\text{C}/10$ cm y $-0,31^{\circ}\text{C}/10$ cm, respectivamente), la amplitud anual cero se localizaría a $-279,4$ cm, con una TMAS de $6,3^{\circ}\text{C}$.

Las TMAS de la serie 2004/05 se reducen a razón de $-0,12^{\circ}\text{C}/10$ cm (Figura 4.33). La amplitud anual se reduce con la profundidad de manera que a $-237,0$ cm se localizaría la amplitud anual cero, con una TMAS de $6,02^{\circ}\text{C}$.

En los dos gráficos (Figuras 4.32 y 4.33) se puede apreciar que las tendencias supuestas en profundidad de los datos térmicos (media anual, media del mes más cálido y media del mes más frío) no convergen en un único punto como se expresa en el modelo del comportamiento térmico (ACGR, 1988), en el que las tendencias vienen

representadas por curvas, mientras que aquí no se puede ajustar una curva con sólo dos observaciones.

En la estación Popo1 se descarta la posibilidad de presencia de permafrost y se observa que el suelo no presenta síntomas de congelación entre -10 y -80 cm. Sin embargo, en la superficie se pueden dar numerosos ciclos de hielo-deshielo diarios, con amplitudes térmicas diarias muy elevadas, lo que puede dar lugar a la creación de microformas periglaciares.



A 4.251 m s.n.m., las sondas instaladas en la estación **Popo2** (Figuras 4.13 y 4.14) registraron temperaturas a diferentes profundidades (Figura 4.34) durante los siguientes intervalos temporales:

- Entre el 10-10-2001 y el 15-07-2002; y entre el 17-07-2002 y el 16-08-2003, la sonda más cercana a la superficie se instaló a -5 cm de profundidad y tomó datos con un intervalo de 72 minutos (20 datos por día).
- En la campaña comprendida entre el 13-02-2004 y el 15-02-2005, el sensor más próximo a la superficie se colocó a -10 cm. Durante el siguiente periodo de

muestreo (7-02-06 / 8-03-07) se pasó a una profundidad de -20 cm. En ambas campañas los termómetros anotaron un valor de temperatura cada 90 minutos (16 datos por día).

- En los mismos intervalos temporales se mantuvo una sonda a -80 cm de profundidad, que no funcionó durante la última campaña (2006/07).

De estas colecciones de datos se han extraído tres series anuales: entre el 1-8-2002 y el 31-7-2003, para las sondas de -5 y -80 cm; entre el 15-2-2004 y el 14-2-2005, para las sondas de -10 y -80 cm; y del 1-3-2006 al 28-2-2007, para la sonda de -20 cm.

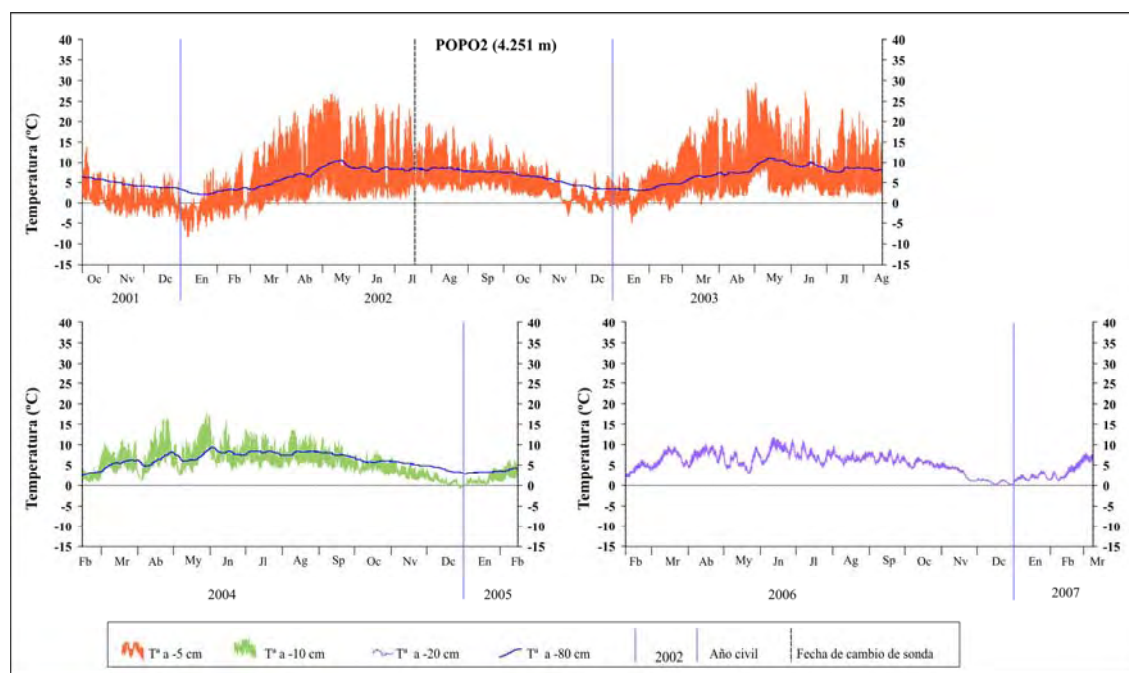


Figura 4.34. Gráficas de los datos tomados por las sondas instaladas a 5, 10, 20 y 80 cm de profundidad en el suelo durante las campañas 2001/02, 2002/03, 2004/05 y 2006/07 en la estación Popo2 (4.251 m s.n.m).

Los estadísticos calculados a partir de las temperaturas diarias (Figura 4.35) en las series anuales de las que se poseen datos a dos profundidades (2002/03 y 2004/05) indican que las TMAS aumentan con la profundidad. Por el contrario, la amplitud térmica diaria media se reduce al internarse en el suelo, de manera que a -5 cm presenta valores de 9,5°C y a -80 cm no alcanza una décima de variación en ambas series anuales. A esta última profundidad se registraron 331 días en la serie 2002/03 y 334 días en la serie 2004/05 sin oscilación térmica, es decir, aproximadamente el 91% de los días del año igualan su máxima y su mínima.

La amplitud térmica anual (Figuras 4.36 y 4.37) también disminuye con la profundidad y así pasa de 11,0°C (-5 cm) a 7,0°C (-80 cm) o de 7,1°C (-10 cm) a 4,9°C (-80 cm). La situación intermedia está representada por la oscilación anual medida a -20 cm (7,8°C), a pesar de las diferencias existentes entre las series.

En la distribución anual de las temperaturas medias se observa un claro retardo en la obtención de las mínimas, de manera que a -5 y a -10 cm la media mensual más fría se registra en diciembre, en las series 2002/03 y 2004/05, mientras que a -80 cm el mes más frío es enero. En el caso del mes más cálido el retraso sólo se observa en la serie 2004/05, debido a que las máximas se registran tan sólo con unos días de diferencia.

Serie	Profundidad (cm)	T MEDIA			T ABSOLUTA		AMPLITUD		
		Media	Máx	Mín	Máx	Mín	Media	Máx	Mín
Ag2002/JI03	5	6,2	11,6	2,2	29,3	-5,0	9,5	25,5	0,7
Ag2002/JI03	80	6,8	6,8	6,7	11,1	3,1	0,09	0,5	0,0
Fb2004/Fb05	10	5,3	7,3	3,6	17,6	-0,7	3,7	10,4	0,0
Fb2004/Fb05	80	6,0	6,1	6,0	9,4	2,6	0,09	0,5	0,0
Mr2006/Fb07	20	5,9	6,0	4,9	11,6	0,4	1,1	3,3	0,0

Figura 4.35. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre agosto de 2002 y julio de 2003; entre febrero de 2004 y febrero de 2005; y entre marzo de 2006 y febrero de 2007, de las sondas situadas a -5, -10, -20 y -80 cm, en la estación Popo2 (4.251 m s.n.m).

Serie Sonda	Ag2002/JI03 -5 cm				Ag2002/JI03 -80 cm			
	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT
Ag	7,6	12,7	3,7	9,0	8,3	8,3	8,2	0,1
Sp	7,3	11,3	4,2	7,0	7,6	7,6	7,6	0,1
Oc	5,4	9,2	2,4	6,8	6,8	6,9	6,8	0,1
Nv	2,2	4,4	0,9	3,5	5,2	5,3	5,2	0,1
Dc	0,6	2,8	-0,7	3,5	3,8	3,8	3,7	0,0
En	1,2	4,4	-0,9	5,4	3,3	3,3	3,3	0,1
Fb	4,1	9,5	0,4	9,1	4,4	4,4	4,3	0,1
Mr	8,0	16,0	2,2	13,8	6,4	6,5	6,4	0,1
Ab	9,8	18,7	2,9	15,7	7,5	7,5	7,4	0,1
My	11,6	20,9	4,6	16,3	10,3	10,4	10,2	0,1
Jn	8,4	14,8	3,9	10,9	9,2	9,2	9,1	0,1
Jl	7,8	15,0	2,7	12,4	8,1	8,1	8,1	0,1
Media	6,2	11,6	2,2	9,5	6,7	6,8	6,7	0,1
A anual	11,0				7,0			

Figura 4.36. Estadísticos mensuales para la serie anual entre agosto de 2002 y julio de 2003 de las sondas situadas a -5 y -80 cm, en la estación Popo2 (4.251 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

Serie Sonda	Fb2004/Fb05 -10 cm				Fb2004/Fb05 -80 cm				Mr2006/Fb07 -20 cm			
	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT
Mr	6,2	8,5	4,0	4,5	5,5	5,5	5,4	0,1	6,8	7,5	6,2	1,3
Ab	7,2	10,0	4,7	5,3	6,3	6,3	6,2	0,1	7,7	8,7	6,9	1,8
My	8,0	11,0	5,4	5,5	7,0	7,1	6,9	0,2	5,8	6,7	5,3	1,4
Jn	7,7	10,2	5,5	4,7	8,1	8,2	8,1	0,1	8,6	9,6	7,8	1,8
Jl	7,8	10,5	5,3	5,1	8,1	8,2	8,1	0,1	7,2	8,1	6,6	1,5
Ag	8,0	10,7	5,6	5,1	8,0	8,1	8,0	0,1	6,8	7,6	6,3	1,3
Sp	6,5	8,5	4,7	3,8	7,6	7,6	7,5	0,1	6,7	7,5	6,2	1,3
Oc	4,8	6,3	3,5	2,8	6,0	6,0	5,9	0,1	5,4	5,9	5,0	0,8
Nv	3,1	4,4	2,1	2,4	5,3	5,4	5,3	0,0	3,2	3,5	3,0	0,5
Dc	1,0	1,5	0,6	0,9	3,9	3,9	3,9	0,1	0,8	0,9	0,8	0,2
En	1,2	1,9	0,6	1,3	3,2	3,3	3,2	0,1	1,9	2,4	1,7	0,7
Fb (*)	2,7	4,2	1,5	2,8	3,4	3,4	3,4	0,1	3,3	4,0	2,9	1,1
Media	5,3	7,3	3,6	3,7	6,0	6,1	6,0	0,1	5,4	6,0	4,9	1,1
A anual	7,1				4,9				7,8			

Figura 4.37. Estadísticos mensuales para las series anuales entre febrero de 2004 y febrero de 2005 de las sondas situadas a -10 y -80 cm y para la serie anual entre marzo de 2006 y febrero de 2007 de las sonda situadas a -20 cm, en la estación Popo1 (4.251 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

Por otra parte, las amplitudes térmicas mensuales se reducen con la profundidad, hasta quedar casi anulada a -80 cm. En los primeros 20 cm se observa que los meses más cálidos tienen amplitudes mayores que los más fríos, aunque se va reduciendo la diferencia (para el mes de mayo se tienen oscilaciones de 16,3°C a -5 cm, 5,5° a -10 cm y 1,4°C a -20 cm; para el mes de diciembre se observan variaciones de 3,5°C a -5 cm, 0,9° a -10 cm y 0,1°C a -20 cm).

Las temperaturas negativas (Figura 4.38) tan sólo se han registrado en la sonda instalada a -5 cm y en la de -10 cm. En el primer caso, la serie anual 2002/03 presenta 64 días en los que la temperatura oscila alrededor de 0°C, y se llegan a alcanzar los -4,75°C (16-1-03). A -10 cm, en la serie 2004/05, se han contabilizado sólo 6 días en los que las temperaturas oscilaron alrededor de 0°C y en ningún caso fueron inferiores a -1°C. Si se tienen en cuenta los registros de la sonda para la serie incompleta de 2001/02 (Figura 4.38a), se observa que en 295 días, 18 permanecen por debajo de 0°C y 125 experimentan oscilaciones alrededor de 0°C, además de recogerse una mínima de -8,31°C (6-1-2002). Estos datos constituyen una importante referencia para validar las conclusiones obtenidas a partir de las observaciones de la sonda que apareció descubierta en la estación Popo1, en esta misma campaña.

Por lo tanto, en los primeros 5 cm del suelo las temperaturas pueden permanecer por debajo de 0°C entre 18 y 0 días y presentan oscilaciones alrededor del punto de congelación en 64-125 días. A -10 cm disminuye la eficacia de la helada, es menor el número de días en los que se producen variaciones alrededor de 0°C y las temperaturas no alcanzan valores tan bajos como los que se registran a -5 cm o en la superficie del suelo.

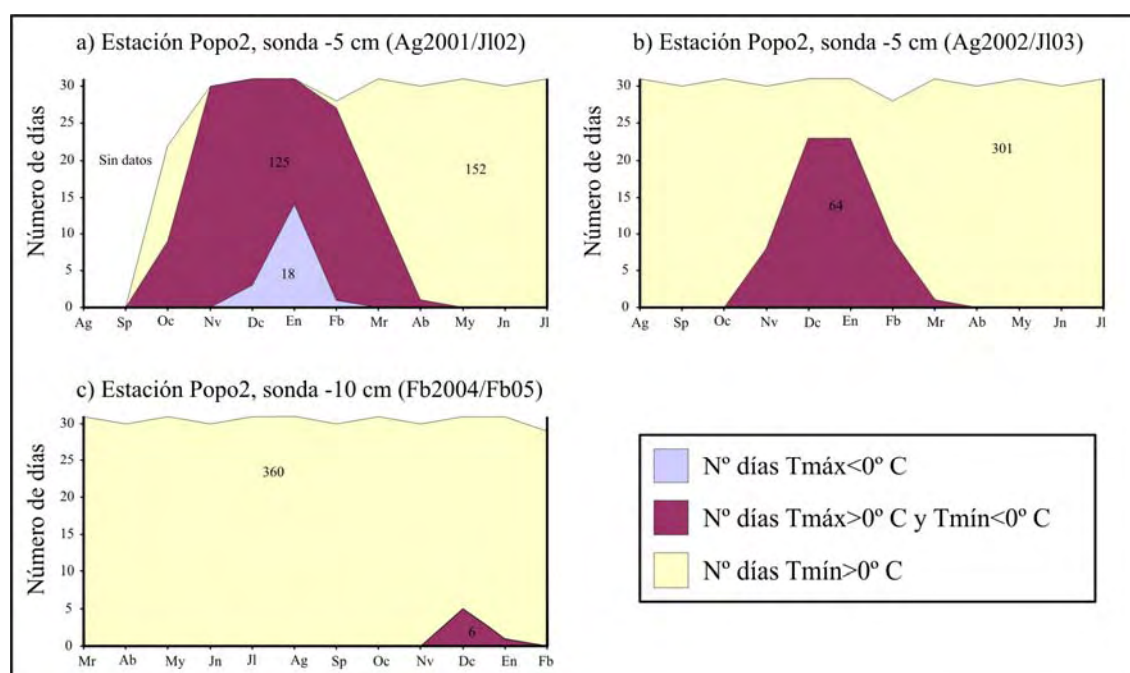


Figura 4.38. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0° C en la estación Popo2 (4.251 m s.n.m).

Para estimar los gradientes térmicos de profundidad se han tenido en cuenta las variaciones observadas entre las mediciones realizadas a -5 y -80 cm en la serie anual 2002/03 y las realizadas a -10 y -80 cm en la serie 2004/05. En el primer caso la

temperatura media mensual aumenta a razón de $0,07^{\circ}\text{C}/-10\text{ cm}$ y en el segundo a razón de $0,10^{\circ}\text{C}/-10\text{ cm}$.

Para la serie 2002/03, en una tendencia lineal de las temperaturas medias mensuales máxima y mínima (Figura 4.39) se alcanzaría la amplitud anual cero a una profundidad de $-212,3\text{ cm}$, donde la temperatura media del mes más frío y la del mes más cálido coincidirían en $7,97^{\circ}\text{C}$. En estas tendencias se observa que la línea de las temperaturas mensuales máximas disminuye en menor proporción ($-0,18^{\circ}\text{C}/10\text{ cm}$) que aumentan las temperaturas mensuales mínimas ($0,35^{\circ}\text{C}/10\text{ cm}$).

Para la serie 2004/05 (Figura 4.40), se observa una anomalía respecto a la anterior: la temperatura media mensual del mes más cálido se incrementa con la profundidad. Al tratarse de una observación realizada en una única serie y ser tan poca la diferencia entre las medias a -10 y a -80 cm ($8,0$ y $8,1^{\circ}\text{C}$), puede tomarse como un hecho aislado, en el que un invierno más templado (obsérvese que las medias mensuales son más altas en esta serie en los meses más fríos) no permita el enfriamiento de las capas más profundas del suelo. Por otra parte, puede existir influencia del calor geotérmico que no permite que las temperaturas se reduzcan en el interior del suelo, de manera que la temperatura media se incremente con la profundidad. En este caso la amplitud anual cero se alcanzaría a $-239,54^{\circ}\text{C}$, con una temperatura de $8,37^{\circ}\text{C}$.

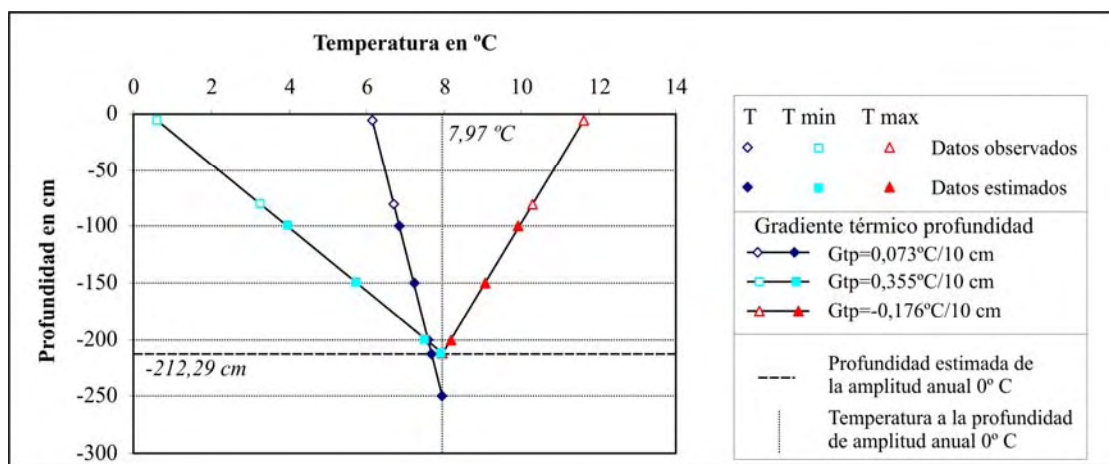


Figura 4.39. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de observación Popo2 (4.251 m), con los datos de la serie 1-08-02/31-08-03.

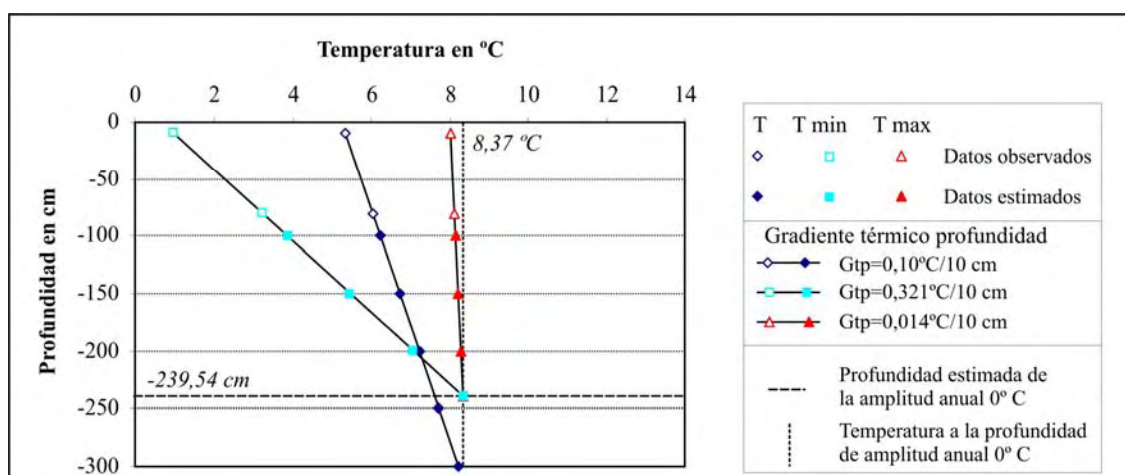


Figura 4.40. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de observación Popo2 (4.251 m), con los datos de la serie 15-02-04/14-02-05.

La estación de muestreo **Popo3**, localizada a 4.379 m s.n.m. (Figuras 4.13 y 4.14) obtuvo los siguientes registros (Figura 4.41):

- En el aire, un termómetro funcionó entre 12-2-2004 y el 16-2-2005 y entre el 7-2-2006 y el 16-6-2007, con un intervalo de toma de datos de 90 minutos (16 datos por día).
- A -10 cm en el suelo se instaló un termómetro que funcionó entre los periodos 10-10-2001 al 15-7-2002 y 16-7-2002 al 10-8-2003 tomando datos cada 72 minutos (20 datos por día), y entre el 13-2-2004 y el 15-2-2005 con un intervalo de muestreo de 90 minutos (16 datos por día).
- Entre el 7-2-2006 y el 16-6-2007 se obtuvieron medidas térmicas de una sonda ubicada a -20 cm en el interior del suelo (16 datos por día).
- La sonda localizada en el suelo a -30 cm tomó datos entre 10-10-2001 al 15-7-2002 cada 72 minutos, pero no funcionó durante el periodo del 17-7-2002 al 10-8-2003.

A partir de ellos, se han individualizado las series anuales: entre el 1-08-2002 y el 31-07-2003, para la sonda de -10 cm de profundidad; entre el 15-02-2004 y el 14-02-2005, para las sondas del aire y de -10 cm de profundidad; y entre el 1-03-2006 y el 28-02-2007, para las sondas del aire y -20 cm de profundidad.

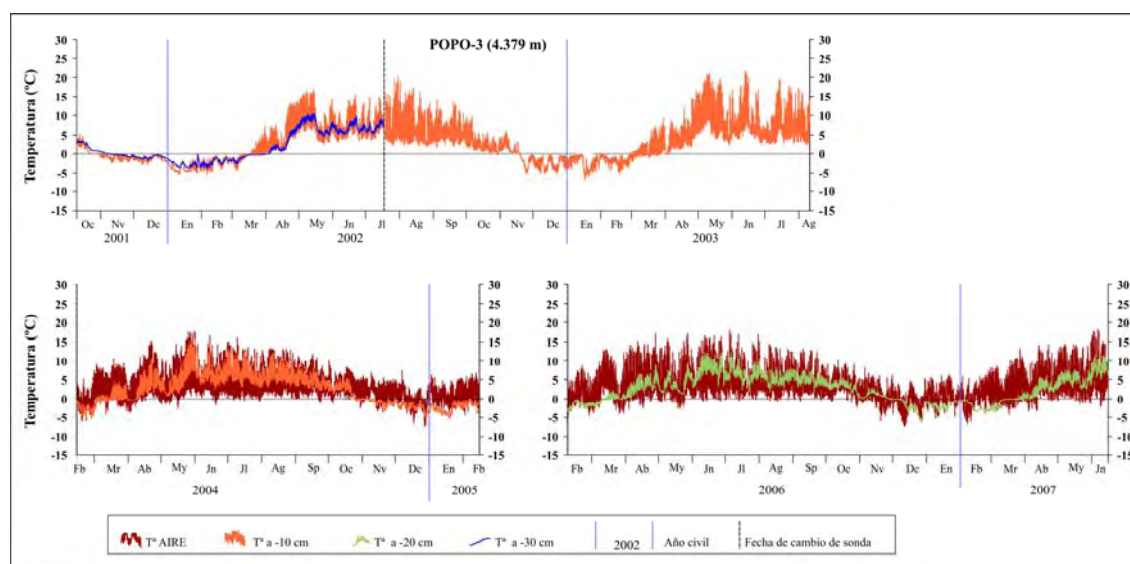


Figura 4.41. Gráficas de los datos tomados por las sondas instaladas en el aire, a 10, 20 y 30 cm de profundidad en el suelo durante las campañas 2001/02, 2002/03, 2004/05 y 2006/07 en la estación Popo3 (4.379 m s.n.m).

Las dos series anuales de temperaturas del aire presentan valores medios anuales muy similares ($2,90^{\circ}\text{C}$ y $3,04^{\circ}\text{C}$) (Figura 4.42), al igual que las amplitudes medias diarias anuales. En cambio las T_{MAS} a -10 cm difieren en 1°C y la oscilación media diaria en la serie 2002/03 resulta más elevada ($5,4^{\circ}\text{C}$) que la de la serie 2004/05 ($2,8^{\circ}\text{C}$). Este contraste se puede deber a que en alguna de las dos campañas la sonda no quedara a la profundidad deseada.

En la distribución anual de los valores medios mensuales (Figuras 4.43, 4.44 y 4.45) se observa que el mes más frío en las sondas del aire es diciembre, al igual que en las instaladas a -10 cm en la serie anual 2002/03 y la de -20 cm de la serie 2006/07. En cambio en el periodo 2004/05 se observa un retardo en la producción de la media más

baja. Los retrasos en la temperatura más alta no son perceptibles en las medias mensuales, ya que son de sólo unos días y no repercute en la media mensual.

Serie	Profundidad (cm)	T MEDIA			T ABSOLUTA		AMPLITUD		
		Media	Máx	Mín	Máx	Mín	Media	Máx	Mín
Ag2002/JI03	10	3,3	6,4	1,0	21,7	-6,5	5,4	15,4	0,4
Fb2004/Fb05	AIRE	2,9	7,8	-0,4	17,6	-7,4	8,2	16,6	2,7
Fb2004/Fb05	10	2,3	3,8	1,0	15,7	-5,2	2,8	9,7	0,0
Mr2006/Fb07	AIRE	3,0	8,2	-0,6	17,9	-7,2	8,8	17,5	1,1
Mr2006/Fb07	20	2,5	3,5	1,7	12,3	-6,3	1,8	6,4	0,0

Figura 4.42. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre agosto de 2002 y julio de 2003; entre febrero de 2004 y febrero de 2005; y entre marzo de 2006 y febrero de 2007, de las sondas situadas a -5, -10, -20 y -80 cm, en la estación Popo2 (4.251 m s.n.m).

Serie Sonda	Ag2002/JI03 -10 cm			
MES	MD	MX	MN	AT
Ag	6,7	12,0	2,9	9,1
Sp	5,8	9,6	3,2	6,4
Oc	2,3	4,6	0,9	3,6
Nv	-0,1	0,9	-0,8	1,7
Dc	-2,6	-1,4	-3,6	2,2
En	-2,3	-1,2	-3,4	2,2
Fb	-2,0	-0,9	-2,9	2,0
Mr	1,1	3,9	-0,5	4,3
Ab	5,1	8,7	2,1	6,6
My	9,9	15,8	5,4	10,4
Jn	8,1	12,5	5,0	7,5
Jl	7,4	12,4	3,8	8,6
Media	3,3	6,4	1,0	5,4
A anual	12,5			

Figura 4.43. Estadísticos mensuales para la serie anual entre agosto de 2002 y julio de 2003 de la sonda situada a -10 cm, en la estación Popo3 (4.379 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

Serie Sonda	Fb2004/Fb05 AIRE				Fb2004/Fb05 -10 cm			
MES	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT
Mr	2,7	7,7	-1,0	8,7	0,5	1,9	-0,5	2,4
Ab	3,7	9,6	-0,2	9,8	3,1	4,9	1,4	3,5
My	5,0	12,0	0,6	11,5	5,7	8,2	3,5	4,7
Jn	4,9	11,6	1,1	10,5	6,5	9,0	4,5	4,5
Jl	4,7	11,6	0,5	11,1	6,8	9,5	4,5	5,1
Ag	5,1	11,3	1,3	10,1	6,6	9,0	4,3	4,7
Sp	3,9	8,7	1,0	7,8	4,7	6,4	3,2	3,1
Oc	2,8	6,1	0,5	5,6	2,2	3,0	1,4	1,5
Nv	1,5	4,7	-0,8	5,5	-0,9	-0,5	-1,3	0,8
Dc	-0,4	2,6	-2,7	5,3	-2,3	-1,7	-2,9	1,2
En	0,6	3,9	-1,9	5,8	-2,8	-2,2	-3,5	1,3
Fb (*)	0,2	3,9	-2,8	6,6	-2,3	-1,5	-3,0	1,4
Media	2,9	7,8	-0,4	8,2	2,3	3,8	1,0	2,8
A anual	5,5				9,7			

Figura 4.44. Estadísticos mensuales para la serie anual entre febrero de 2004 y febrero de 2003 de las sondas situadas en el AIRE y a -10 cm, en la estación Popo3 (4.379 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

(*) Los estadísticos del mes de febrero se calculan con los 15 datos diarios del mes en 2004 y los 15 de 2005.

Serie Sonda	Mr2006/Fb07 AIRE				Mr2006/Fb07 -20 cm			
MES	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT
<i>Mr</i>	3,1	8,5	-1,0	9,5	-0,2	0,4	-0,6	1,0
<i>Ab</i>	5,0	12,4	-0,2	12,5	3,6	5,2	2,2	2,9
<i>My</i>	4,4	11,5	-0,1	11,6	3,8	4,8	2,9	1,9
<i>Jn</i>	5,8	12,9	0,7	12,1	7,5	9,5	5,6	3,9
<i>Jl</i>	5,0	11,7	0,8	10,9	6,3	8,0	4,9	3,1
<i>Ag</i>	4,7	10,7	1,0	9,7	5,5	6,9	4,3	2,6
<i>Sp</i>	4,3	9,5	0,8	8,7	5,0	6,3	4,0	2,3
<i>Oc</i>	3,4	6,9	0,9	6,0	3,3	4,0	2,7	1,4
<i>Nv</i>	0,8	4,4	-1,8	6,2	0,9	1,2	0,7	0,5
<i>Dc</i>	-0,9	2,1	-3,3	5,4	-2,1	-1,7	-2,4	0,7
<i>En</i>	0,5	3,7	-2,3	6,0	-1,7	-1,2	-2,0	0,8
<i>Fb</i>	0,4	4,0	-2,6	6,6	-2,0	-1,8	-2,2	0,4
Media	3,0	8,2	-0,6	8,8	2,5	3,5	1,7	1,8
A anual	6,7				9,7			

Figura 4.45. Estadísticos mensuales para la serie anual entre marzo de 2006 y febrero de 2007 de las sondas situadas en el AIRE y a -10 cm, en la estación Popo3 (4.379 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

Las amplitudes térmicas muestran los valores más altos en las sondas del aire y se reducen con la profundidad, a pesar de tratarse de distintos años. También se aprecia que las variaciones diarias de la temperatura son más elevadas durante los meses más cálidos hasta -20 cm. En el caso de la sonda instalada a -10 cm en la serie 2002/03, los valores son más parecidos a los recogidos por los termómetros del aire, lo que apoya la idea de que la sonda no quedó a la profundidad indicada o sufrió modificaciones durante el periodo de toma de datos.

Durante el periodo de observación (Figura 4.46) las sondas del aire recogieron entre 195 y 172 días al año en los que la temperatura osciló alrededor de 0°C. Tan sólo se registraron entre 2 y 5 días de helada, en los meses más fríos de diciembre y enero. Las sondas de -10 cm contabilizaron entre 97 (2002/03) y 138 días (serie incompleta de 2001/02) en los que la temperatura máxima no superó los 0°C y entre 12 (serie incompleta de 2001/02). 10 cm más abajo, se produjeron 102 días de helada y 17 con oscilación. Por lo tanto, a 4.379 m de altitud los 10 primeros centímetros del suelo quedan libres de helada entre mayo y septiembre, en otoño sufren entre 2 y 10 ciclos diarios de hielo-deshielo, para después permanecer congelado hasta la primavera, cuando se vuelven a dar días con temperaturas positivas y negativas (10-30 días) hasta deshelerse. Por debajo de los 10 cm, la sonda instalada durante el año 2006/07 indica una reducción del número de días de helada (102), aunque se desconoce si es una situación peculiar, ya que contrasta con los datos de la sonda que funcionó entre 2001 y 2002 a -30 cm, que registró 145 días de helada frente a los 138 que se produjeron a -10 cm. A pesar de tener más días con máximas por debajo de 0°C, a -30 cm las mínimas sólo alcanzaron los -3,9°C, mientras que a -10 cm se registró una mínima absoluta de -5,4°C, con lo que la intensidad de la helada se vio claramente reducida con la profundidad.

No se poseen series anuales completas correspondientes al mismo periodo en distintas profundidades, por lo que resulta arriesgado realizar un pronóstico de tendencias de temperaturas en el interior del suelo.

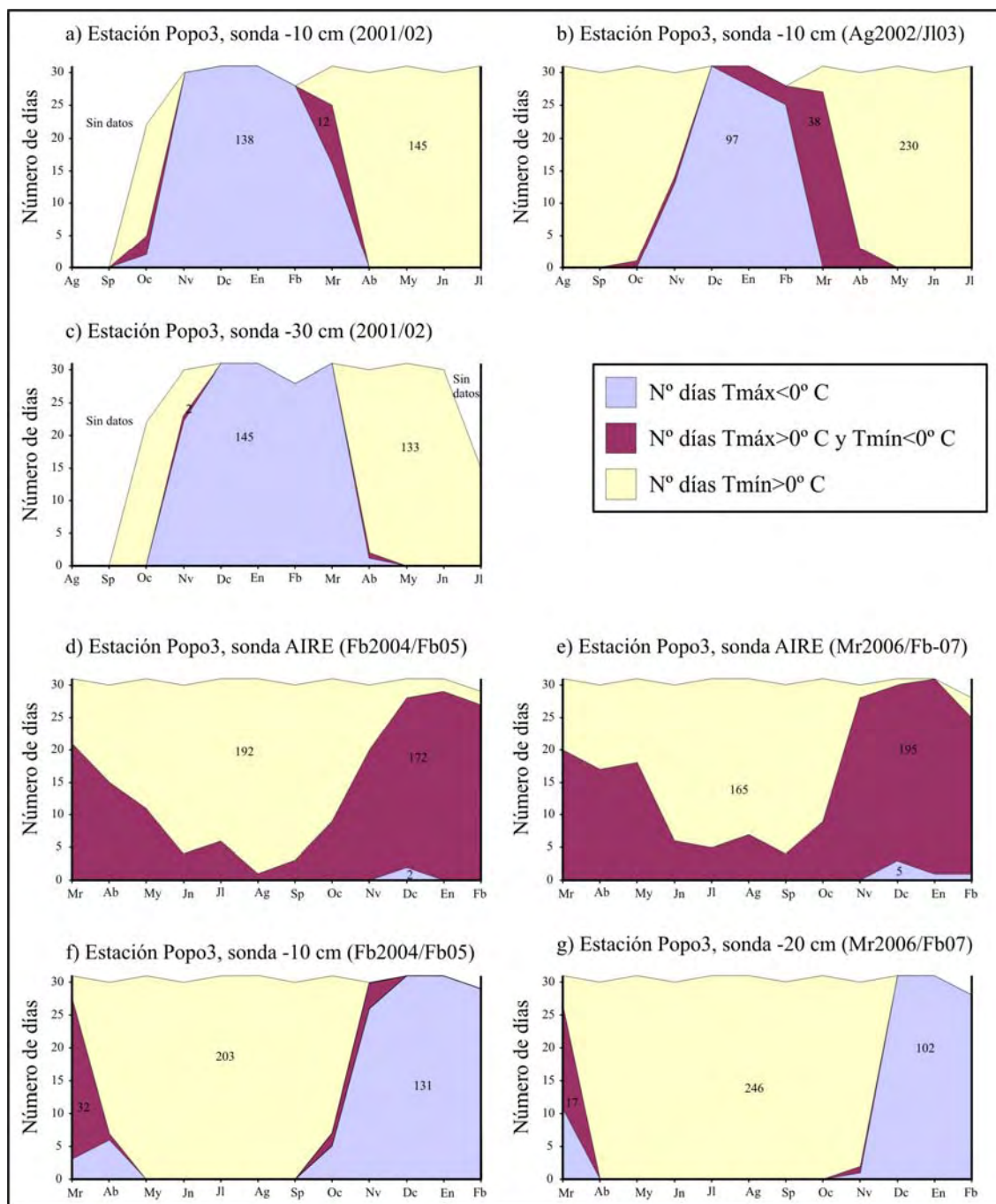


Figura 4.46. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0° C en la estación Popo3 (4.379 m s.n.m.).

Por encima de los 4.500 m sólo se pudo acceder durante el trabajo de campo de febrero de 2005, con un permiso especial para instalar dos estaciones termométricas, y en la campaña de febrero de 2006, para retirarlas. En la estación de muestreo **Popo4** (4.623 m) (Figuras 4.13 y 4.14) se localizaron dos sondas en el interior del suelo a -10 y a -30 cm. Al finalizar el periodo de recogida de datos, la memoria de la sonda de profundidad se encontró vacía. Por lo tanto, sólo se dispone de una serie anual referida a los primeros 10 cm del suelo (Figura 4.47) con la que caracterizar el comportamiento térmico a esta altitud.

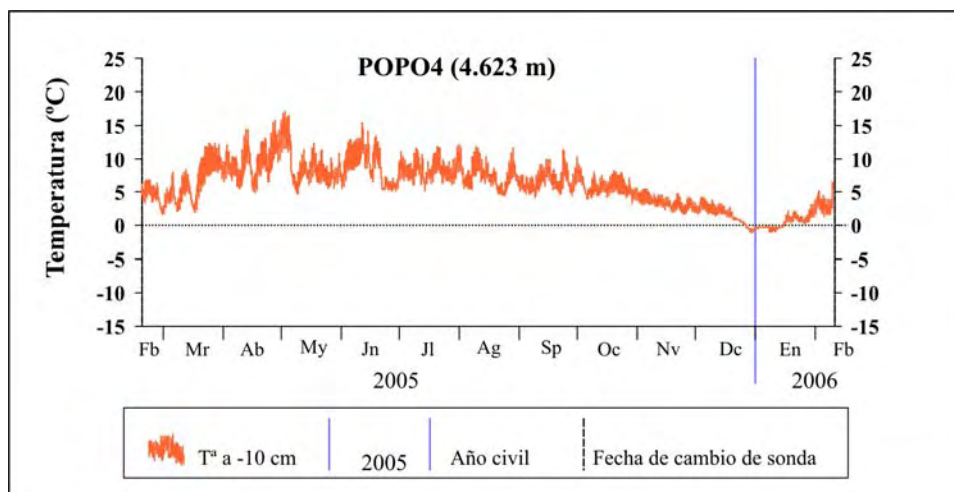


Figura 4.47. Gráfico de los datos tomados por la sonda instalada a 10 cm de profundidad en el suelo durante la campaña 2005/06 en la estación Popo4 (4.623 m s.n.m).

Los estadísticos calculados para la serie anual 2005/06 de la sonda de -10 cm en la estación Popo4 (Figuras 4.48 y 4.49) sólo se pueden comparar con los resultados obtenidos por los termómetros colocados a la misma profundidad en estaciones inferiores y en otras campañas, ya que durante el periodo de muestreo 2005/06 ninguna de las sondas instaladas en las estaciones Popo1, 2 y 3 recogieron datos, debido tal vez a un error en la programación de los termómetros. La T_{MAS} en la estación Popo4 (Figura 4.49) es superior a la recogida por los termómetros instalados a la misma profundidad en las estaciones 2 y 3, mientras que la amplitud térmica diaria media anual es muy similar a la registrada por la sonda de -10 cm durante la serie 2004/05 en la estación Popo3, al igual que el comportamiento de las amplitudes térmicas mensuales (Figura 4.50), que fueron algo más bajas que en la estación Popo3 (2004/05).

Por otro lado, tan sólo se contabilizaron 18 días de helada entre diciembre y enero, y 2 con oscilación en torno a 0°C. De nuevo, la situación es atípica, ya que la estación Popo3 situada 244 m por debajo de la Popo4, registra entre 138 y 97 días de helada a -10 cm, observados en 3 series. La diferencia es muy alta para relacionarla con las temperaturas más altas que se produjeron durante el año 2005 en el área. Así, en las estaciones cercanas de Amecameca de Juárez (2.470 m) y San Pedro Nexapa (2.620 m) se registraron medias mensuales para el año 2005 superiores en 1-2°C a las medias de la serie 1969-2006, y también las medias de enero a marzo de 2006 fueron superiores en 1°C a las normales de la serie de referencia en la estación de Amecameca.

Serie	Profundidad (cm)	T MEDIA			T ABSOLUTA		AMPLITUD		
		Media	Máx	Mín	Máx	Mín	Media	Máx	Mín
Fb2005/Fb06	10	6,0	7,3	4,8	17,1	-1,2	2,6	6,8	0,0

Figura 4.48. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para la serie anual entre el 18 de febrero de 2005 y el 17 de febrero de 2007, de la sonda situada a -10 cm, en la estación Popo4 (4.623 m s.n.m).

Serie Sonda	Fb2005/Fb06 -10 cm			
MES	MD	MX	MN	AT
Mr	6,4	8,2	4,8	3,4
Ab	9,6	11,8	7,6	4,2
My	8,9	10,7	7,2	3,5
Jn	8,9	10,6	7,4	3,3
Jl	8,4	10,0	6,9	3,1
Ag	7,5	8,9	6,2	2,7
Sp	6,8	8,2	5,5	2,7
Oc	5,8	6,9	4,7	2,1
Nv	3,4	4,2	2,6	1,6
Dc	1,5	2,1	1,1	1,0
En	0,4	0,9	0,1	0,8
Fb (*)	3,9	5,3	2,8	2,5
Media	6,0	7,3	4,8	2,6
A anual	9,1			

Figura 4.49. Estadísticos mensuales para la serie anual entre el 18 de febrero de 2005 y el 17 de febrero de 2007, de la sonda situada a -10 cm, en la estación Popo4 (4.623 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual. (*) Los estadísticos del mes de febrero se calculan con los 11 datos diarios del mes en 2005 y los 17 de 2006.

En la estación **Popo5** (4.885 m s.n.m.) (Figuras 4.13 y 4.14) se situaron dos sondas en el interior del suelo (a -10 y -30 cm) que funcionaron entre el 18 de febrero de 2005 y el 17 de febrero de 2006 (Figura 4.50).

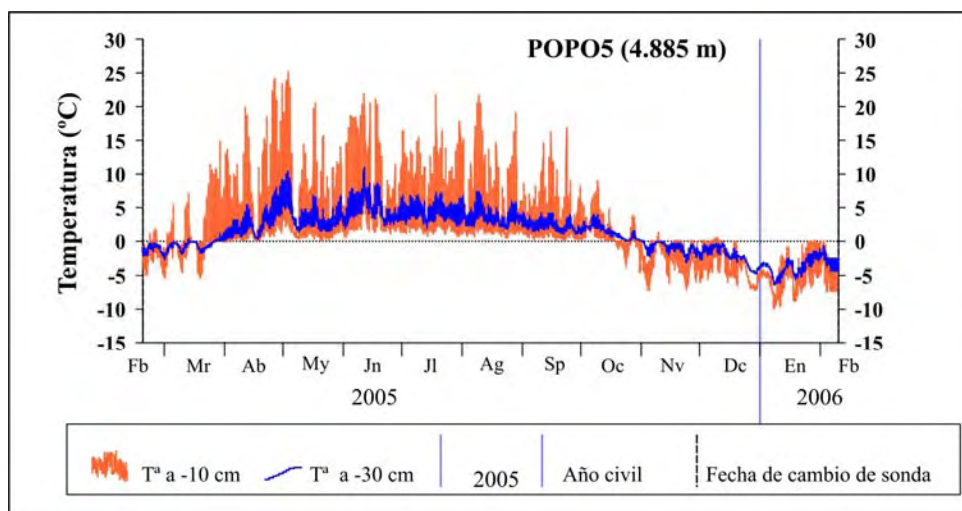


Figura 4.50. Gráfico de los datos tomados por las sondas instaladas a 10 y 30 cm de profundidad en el suelo durante la campaña 2005/06 en la estación Popo5 (4.885 m s.n.m).

La sonda de -10 cm se encontró semienterrada en 2006 y se observaron indicios de movimientos de material en la superficie del suelo. El volcado de los datos confirmó que el sensor había quedado en una posición más superficial durante el periodo de muestra, ya que se obtuvo una alta amplitud térmica diaria media (Figura 4.51) influida por la radiación diurna. Las temperaturas medias anuales son más bajas que las observadas en estaciones inferiores, al igual que las medias mensuales (Figura 4.52). Las oscilaciones mensuales son más acusadas en los meses estivales, especialmente en la posición de superficie, y descienden con la profundidad. La sonda de -30 cm registra oscilaciones inferiores que las observadas por la sonda de -20 cm en la estación Popo3

(2006/07), pero ligeramente superiores a las captadas por la sonda de -30 cm (serie incompleta 2001/02).

Serie	Profundidad (cm)	T MEDIA			T ABSOLUTA		AMPLITUD		
		Media	Máx	Mín	Máx	Mín	Media	Máx	Mín
Fb2005/Fb06	10	1,4	5,8	-1,3	25,2	-10,3	7,1	23,4	0,0
Fb2005/Fb06	30	1,2	2,1	0,4	11,1	-6,3	0,6	5,7	0,0

Figura 4.51. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre el 18 de febrero de 2005 y el 17 de febrero de 2007 de las sondas situadas a -10 y -30 cm, en la estación Popo5 (4.885 m s.n.m).

Serie Sonda	Fb2005/Fb06 -10 cm				Fb2005/Fb06 -30 cm			
	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT
Mr	0,4	4,0	-1,7	5,7	-0,6	-0,3	-0,8	0,6
Ab	5,3	12,6	0,6	12,0	2,7	4,1	1,6	2,5
My	5,0	11,4	1,0	10,4	3,7	5,2	2,6	2,6
Jn	6,4	13,2	1,8	11,4	4,9	6,4	3,5	2,9
Jl	5,7	12,6	1,5	11,1	4,4	5,9	3,2	2,7
Ag	4,7	11,0	1,2	9,9	3,6	4,9	2,7	2,2
Sp	3,0	7,8	0,6	7,1	2,3	3,1	1,7	1,4
Oc	1,0	2,8	-0,3	3,0	1,4	1,8	1,0	0,7
Nv	-2,5	-0,7	-4,3	3,6	-1,0	-0,5	-1,4	0,9
Dc	-3,5	-2,0	-4,9	2,9	-2,2	-1,8	-2,6	0,8
En	-5,0	-2,9	-6,8	3,9	-3,8	-3,2	-4,3	1,1
Fb (*)	-3,5	-1,3	-5,5	4,2	-1,3	-0,8	-1,7	1,0
Media	1,4	5,7	-1,4	7,1	1,2	2,1	0,4	1,6
A anual	11,4				8,7			

Figura 4.52. Estadísticos mensuales para la serie anual entre el 18 de febrero de 2005 y el 17 de febrero de 2007 de las sondas situadas a -10 y -30 cm, en la estación Popo5 (4.885 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.
(*) Los estadísticos del mes de febrero se calculan con los 11 datos diarios del mes en 2005 y los 17 de 2006.

Los primeros centímetros del suelo aparecen afectados por la helada desde principios de noviembre hasta finales de marzo. La sonda más profunda registró 142 días por debajo del punto de congelación y sólo 4 días en los que se produce una transición hacia los días con valores positivos y en los que la temperatura oscila alrededor de los 0°C (Figura 4.53). Más cerca de la superficie, se reduce el número de días en los que la temperatura máxima queda por debajo de 0°C (105 días) en beneficio del número de días en los que la temperatura presenta oscilaciones alrededor de 0°C (57 días). La intensidad de la helada se reduce en profundidad, pero a -30 cm la transición entre los días con mínimas positivas y los días con máximas negativas se acorta, debido a que la capa de suelo amortigua la influencia de la radiación diurna.

El suelo permanece congelado desde noviembre a marzo. En los momentos de instalación y retirada de las sondas se encontró el suelo helado y, debido a la dificultad para practicar los agujeros de las sondas, no se instalaron a mayor profundidad. Durante estas operaciones se encontraron también cristales de hielo.

Por otra parte, el hecho de encontrar la sonda de -10 cm cerca de la superficie se puede relacionar con un proceso de solifluxión. Si se observan las series de datos diarios de ambas sondas durante el mes de marzo (Figura 4.54), se aprecia que la amplitud diaria se reduce hasta anularse y equipararse a 0°C en dos periodos cortos, entre los días 6 y 8 y entre el 15 y el 17. Este comportamiento es el propio de un suelo aislado por una cubierta de nieve (o granizo) que se funde rápidamente con la fuerte radiación diurna. Ambos intervalos van seguidos por unos días en los que las máximas caen por debajo del punto de congelación, por lo que probablemente una cierta cantidad de agua de fusión se congeló y quedó atrapada en el suelo. A partir del 20 de marzo las

temperaturas máximas diarias se incrementan notablemente y en tres días más las mínimas quedan ligeramente por debajo de 0°C a -10 cm. Los primeros centímetros del suelo se descongelan junto con el agua, lo que ocasiona su pérdida de cohesión y movimiento de la capa descongelada.

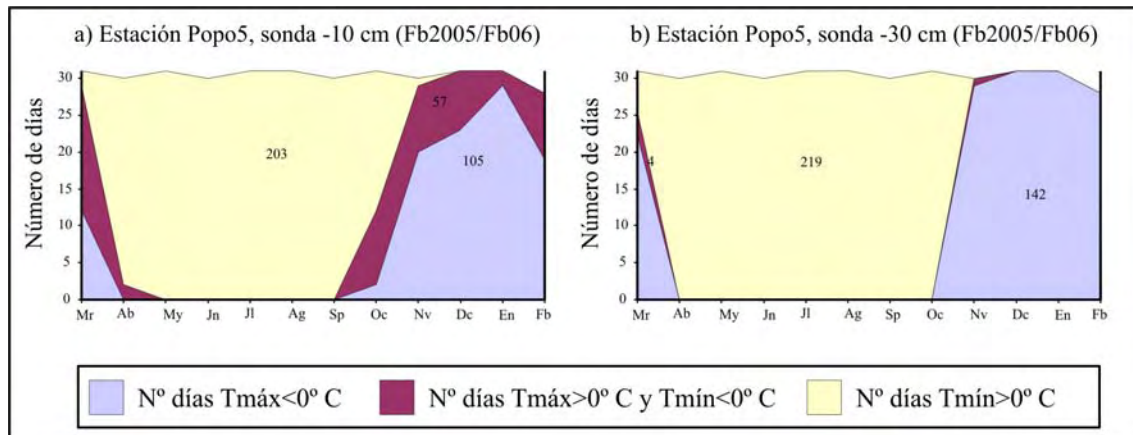


Figura 4.53. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0°C en la estación Popo5 (4.885 m s.n.m).

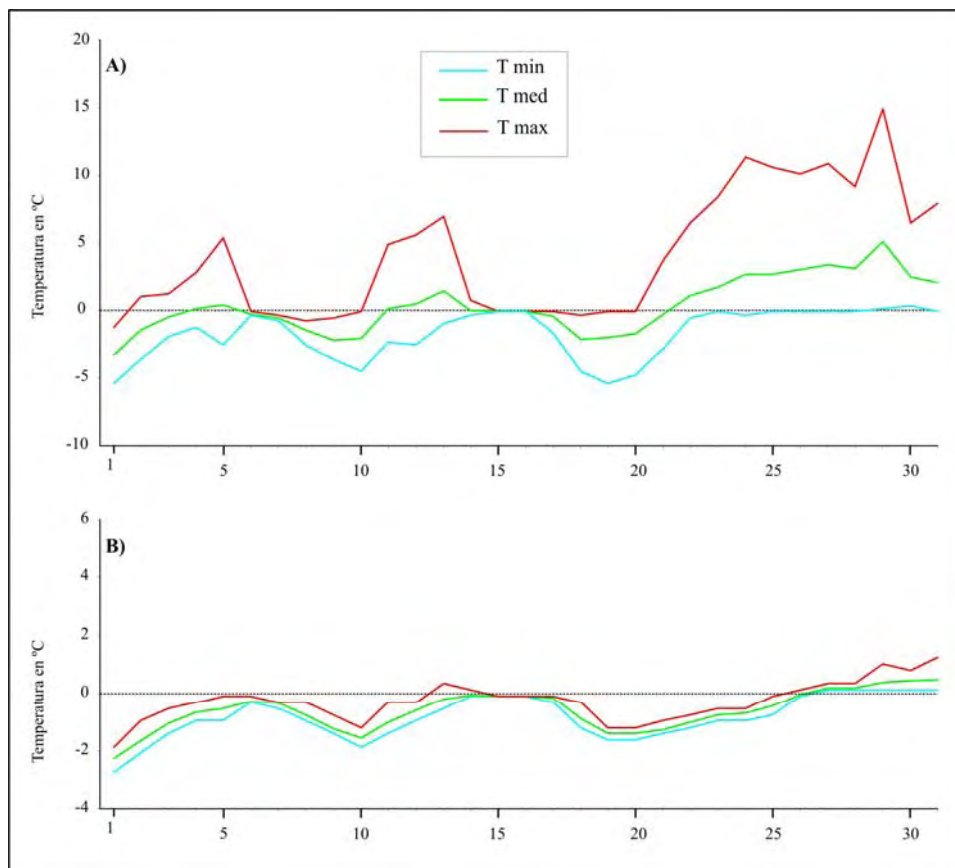


Figura 4.54. Temperaturas mínimas, máximas y medias diarias a -10 cm (A) y a -30 cm (B) durante el mes de marzo de 2005, en la estación de sondeo Popo5, localizada a 4.885 m s.n.m..

En la estación Popo5 no se estimó la tendencia de las temperaturas en el interior del suelo, por considerarse una valoración arriesgada, ya que la sonda instalada en un principio a -10 cm recogió en realidad datos entre esa profundidad y la superficie.

B- Gradientes verticales de la temperatura:

Para estimar el gradiente vertical de la TMAA en la ladera norte del Popocatépetl tan sólo se dispone de los datos recogidos en la estación Popo3 (4.379 m) durante las campañas 2004-05 y 2006-07, junto con los ofrecidos por la estación meteorológica de la Red de Observatorios del SMNM de San Pedro Nexapa (2.620 m), que sólo son simultáneos con los anteriores en la serie 2004-05. La TMAA en San Pedro Nexapa fue de 14,64°C y la de la estación Popo3, de 2,90°C, por lo que se obtuvo un gradiente de -0,68°C/100 m de ascenso. Con esta relación entre TMAA y altitud, tomando como variable dependiente la TMAA, se ajustó una recta con la ecuación:

$$y=0,007x+32,122$$

que sirvió para generar el modelo de distribución de la TMAA en el complejo volcánico Popo-Izta (Figura 4.55).

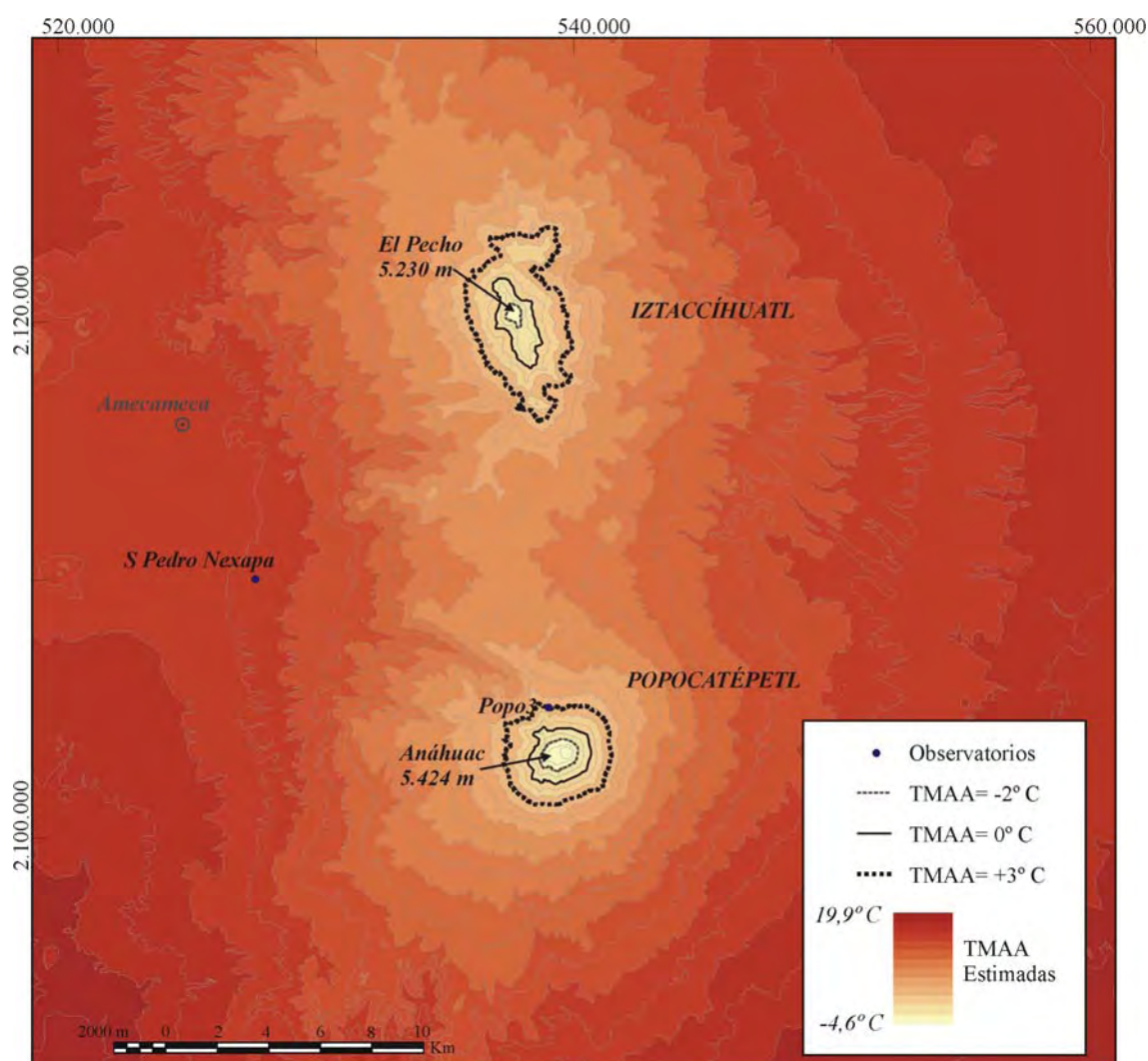


Figura 4.55. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA en el complejo Popo-Izta según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAA de los observatorios de San Pedro Nexapa y Popo3. También se indican las isoterma/isohipsas que marcan el límite inferior del dominio de la helada (-2°C), de los ciclos de congelación y deshielo (0°C) y del ambiente periglaciario (+3°C), según French (2007).

Según el modelo, el piso morfoclimático periglaciario se extiende por encima de los 4.364 m, la TMAA igual a 0°C se produce a 4.814 m de altitud y los procesos de helada son dominantes por encima de 5.114 m.

A -10 cm se cuenta con los datos de TMAA de la serie anual 2004/05 para tres estaciones: Popo1 (8,81°C), Popo2 (5,34°C) y Popo3 (2,32°C). La TMAA disminuye a razón de 2,35°C por cada 100 m de ascensión. La correlación entre temperatura y altitud es casi perfecta, ya que muestran un coeficiente de determinación (R^2) de 0,99. La ecuación que se ha empleado para generar el modelo de distribución de las TMAA a -10 cm (Figura 4.56) es:

$$y=0,023x+105,100$$

donde la temperatura es la variable dependiente y la altura, la variable independiente.

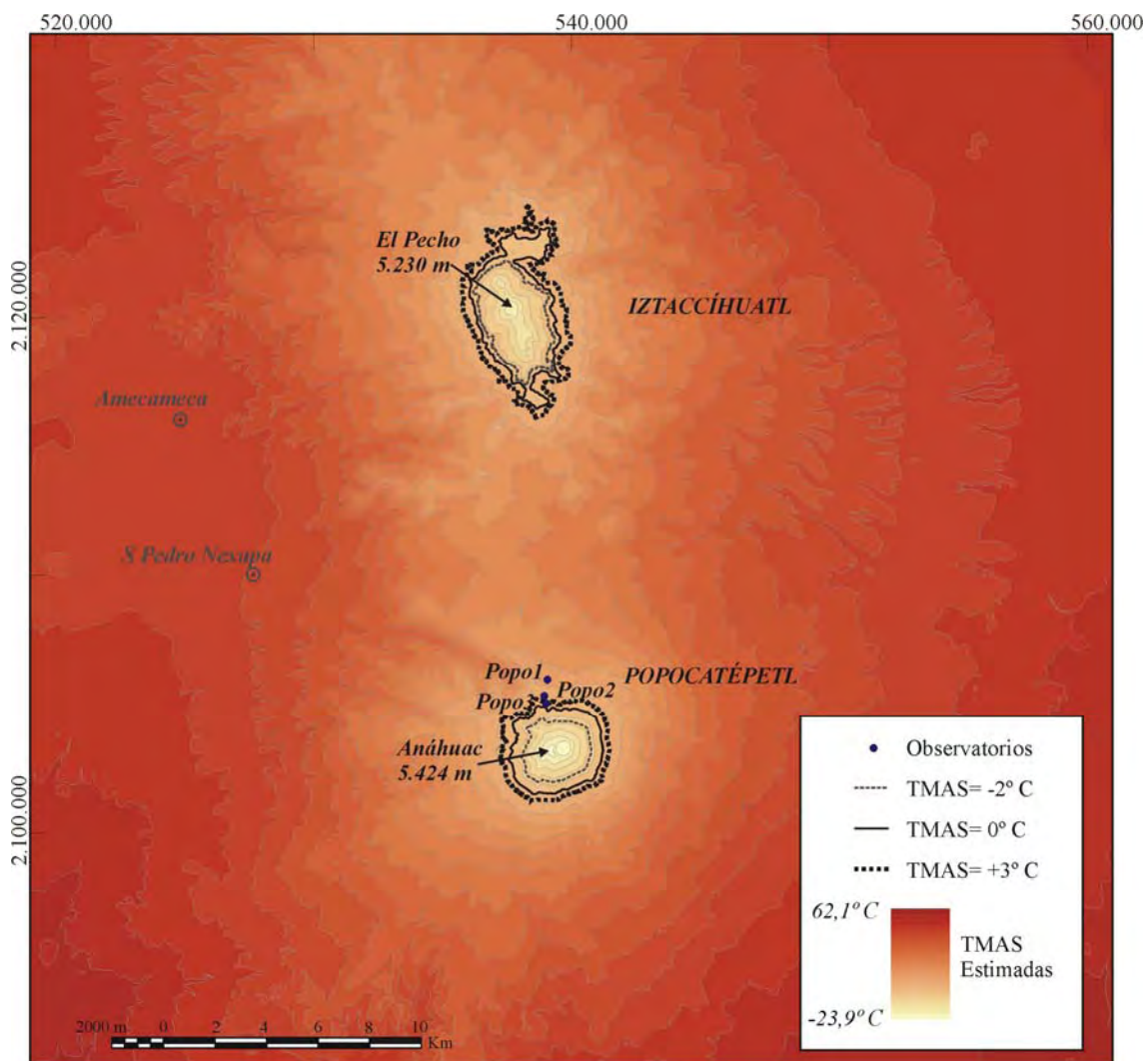


Figura 4.56. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA en el complejo Popo-Iza según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAA a -10 cm de los observatorios Popo1, 2 y 3. Como referencia se indican las isohipsas de -2°C, 0°C y +3°C.

Según el modelo, la TMAA a -10 cm sería negativa por encima de la isohipsa de 4.478 m, pero la estación Popo4 (4.623 m) marca una TMAA a esta profundidad de 5,96°C y en la estación Popo5 se registran TMAA de 1,4°C a -10 cm y de 1,17°C a -30 cm, en la serie anual 2005/06. Por otro lado, sorprende que en la población de

Amecameca se estime una TMAS a -10 cm de 47°C, por lo que parece que el ajuste entre la variación de la temperatura del suelo y la altura sólo es bueno entre las tres estaciones consideradas y no se puede extrapolar con éxito fuera del área en el que se encuentran.

Para una profundidad de -20 cm se tienen TMAS de las estaciones Popo2 (5,37°C) y 3 (2,50°C), referidas a la serie anual 2006/07. Entre estos dos puntos la TMAS disminuye 2,24°C por cada 100 m de ascenso. Según el modelo generado con la recta de ajuste

$$y=0,022x+100,663$$

donde la temperatura es la variable dependiente y la altura, la variable independiente (Figura 4.57), la TMAS es inferior a 0°C por encima de 4.491 m. Los datos observados en las estaciones superiores contradicen esta tendencia, ya que a 4.883 m (estación Popo5) la temperatura del suelo a -30 cm fue de 1,17°C (serie 2005/06) y la de -10 cm fue de 1,40°C.

Tampoco resultan convincentes los 45°C estimados a 20 cm de profundidad bajo la población de Amecameca.

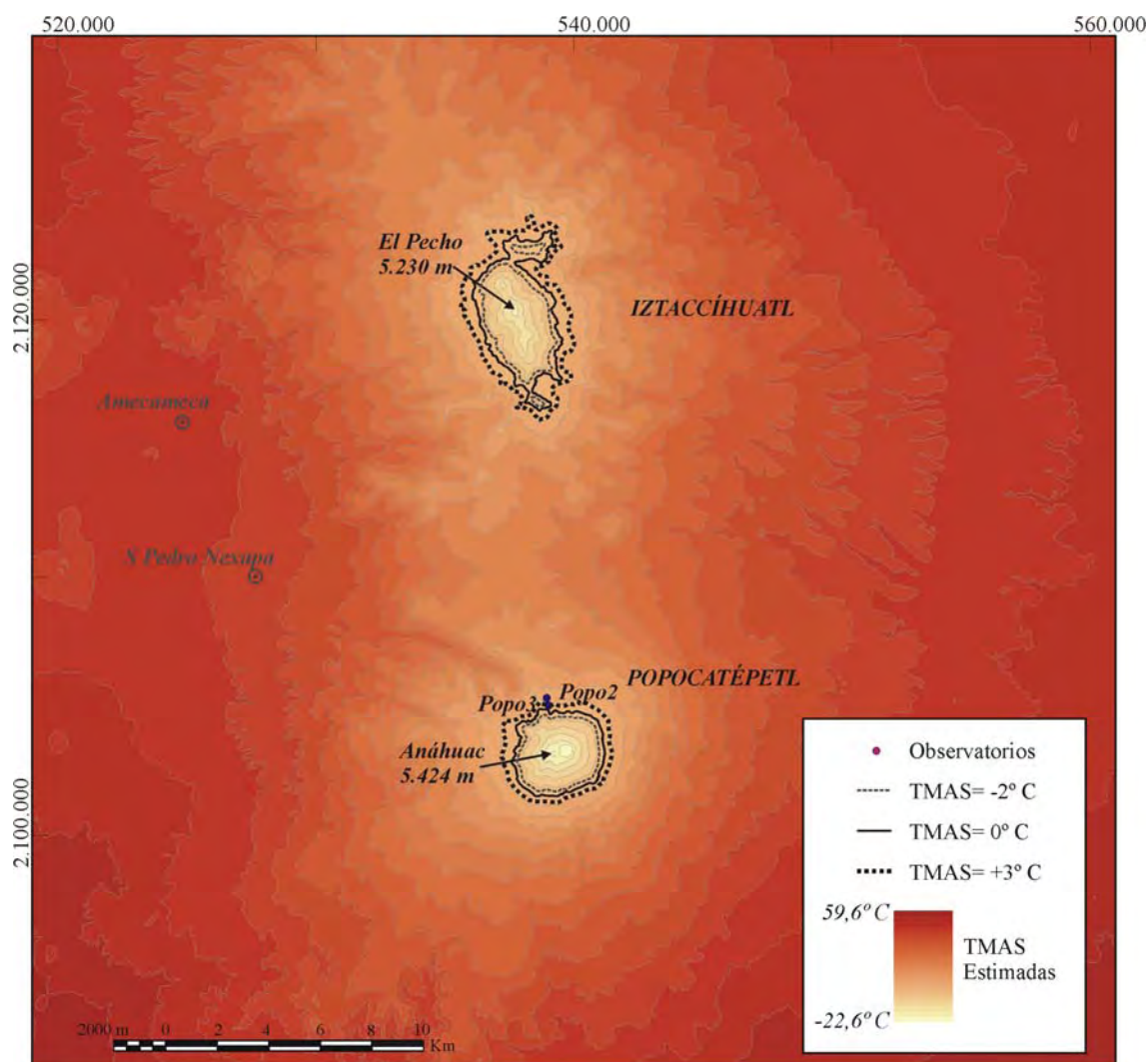


Figura 4.57. Modelo de distribución altitudinal de las TMAS en el complejo Popo-Izta según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAS a -20 cm de los observatorios Popo2 y 3. Como referencia se indican las isotermas de -2°C, 0°C y +3°C.

También se han generado los modelos de distribución de las TMAS a -80 cm a partir de los datos obtenidos en las estaciones Popo1 y 2 en las series anuales 2002/03 y 2004/05. En el primer caso la TMAS se reduce a razón de 1,42°C/100 m de ascenso y en el segundo caso, 1,29°C/100 m. El establecimiento de las isotermas de referencia resultó muy similar por lo que aquí sólo se reproduce el modelo derivado de la aplicación de los valores de la serie 2002/03 (Figura 4.58). La recta de ajuste empleada fue:

$$y=0,014x+67,145$$

En este modelo, la TMAS a -80 cm es negativa por encima de 4.725 m.

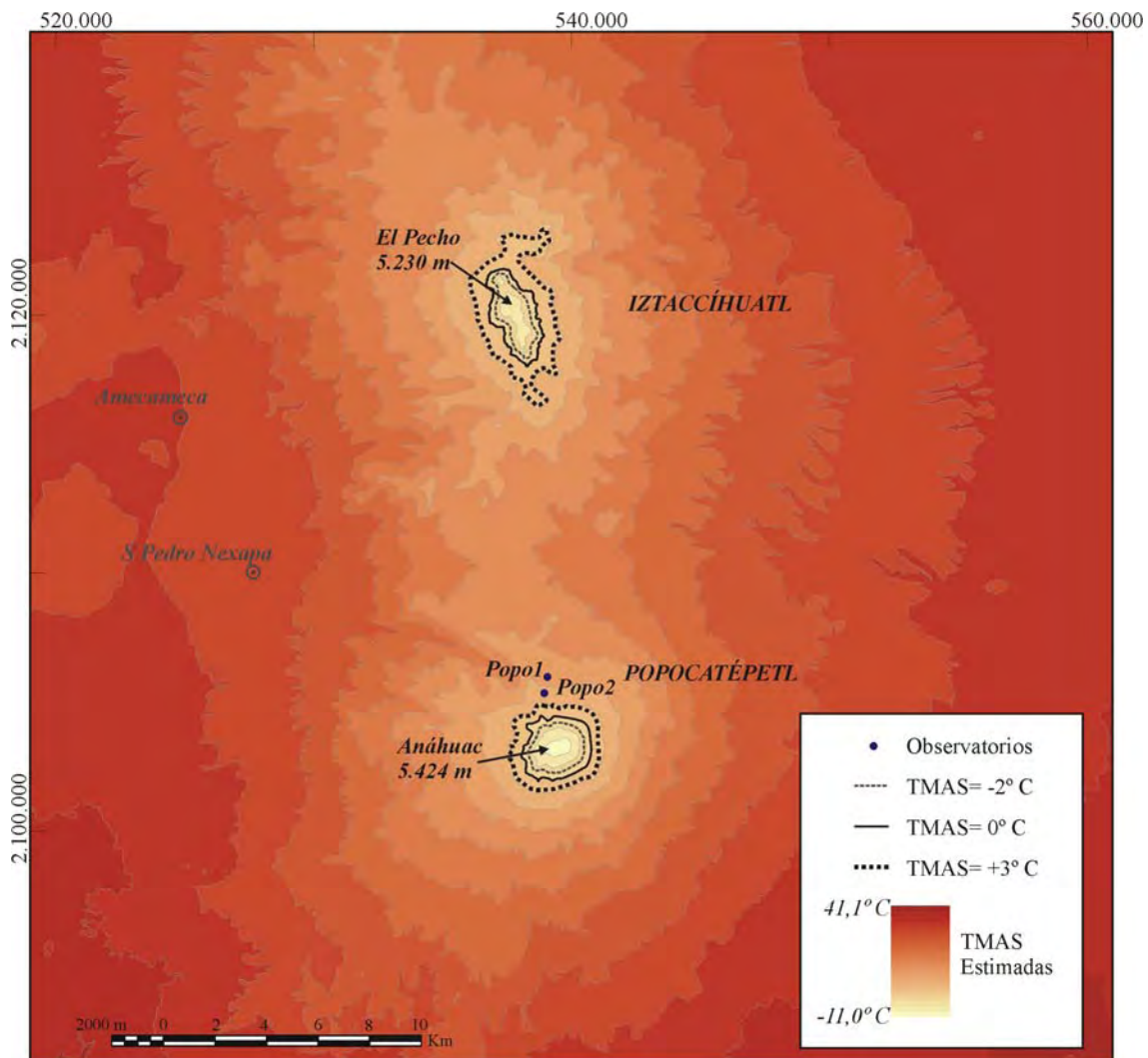


Figura 4.58. Modelo de distribución altitudinal de las TMAS en el complejo Popo-Izta según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAS a -80 cm de los observatorios Popo1 y 2 de la serie 2002/03. Como referencia se indican las isotermas de -2°C, 0°C y +3°C.

C- Modelo de distribución del permafrost según Abramov *et al.* (2008):

Para la realización de un modelo de distribución de permafrost en el complejo volcánico Popo-Izta, se han empleado como datos de entrada:

- El modelo de radiación solar directa media anual (en W/m²) generado con ArcGis (con la herramienta *Solar Radiation* de *Spatial Analyst Tools*) (Figura 4.59).

- El modelo de distribución de TMAA elaborado a partir de los datos de temperaturas de la estación Popo3 y de la de San Pedro Nexapa (Figura 4.55).
- La constante constituida por la pendiente de la recta que relaciona ΔT (diferencia entre la TMAA estimada y la TMAA medidas en los puntos de muestreo) y RAD (radiación solar directa media anual, en W/m^2), donde se tomaron las TMAA medidas a -10 cm en las estaciones Popo1, 2, 3, 4 y 5. La pendiente dio un resultado de 0,006, con un coeficiente de determinación para la recta de ajuste de 0,25.

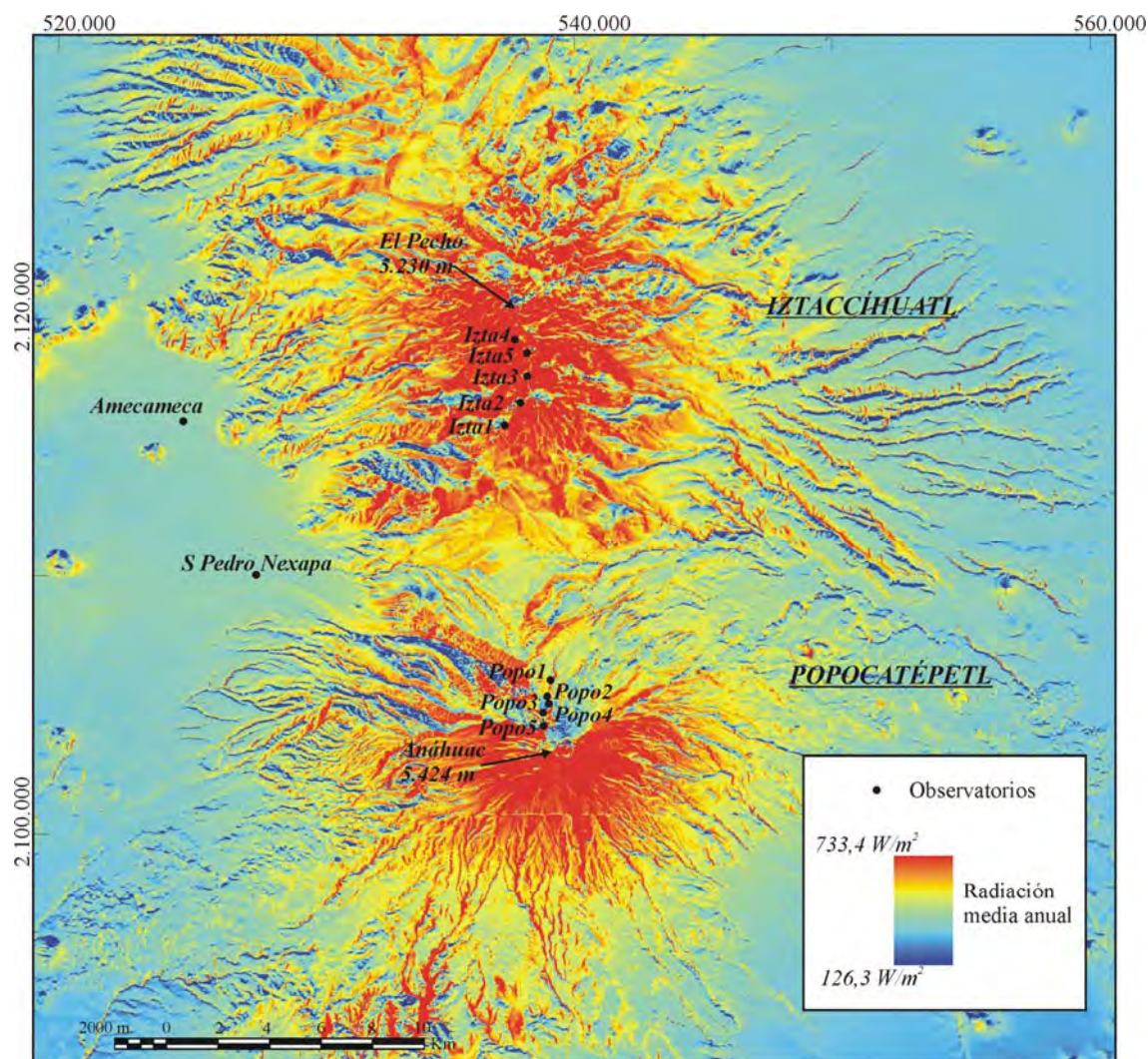


Figura 4.59. Mapa de radiación solar directa media anual (W/m^2) calculado con ArcGis para el área del complejo volcánico Popo-Izta, obtenido para el intervalo de estudio entre febrero de 2004 y febrero de 2006.

El desarrollo de la fórmula utilizada por Abramov *et al.* (2008) con los parámetros indicados da como resultado la distribución que muestra la figura 4.59, donde se distinguen tres categorías: área de permafrost aislado (con TMAA estimadas entre 0 y $2^{\circ}C$), área de permafrost discontinuo (con TMAA estimadas entre 0 y $-2^{\circ}C$) y área de permafrost continuo (con TMAA inferiores a $-2^{\circ}C$).

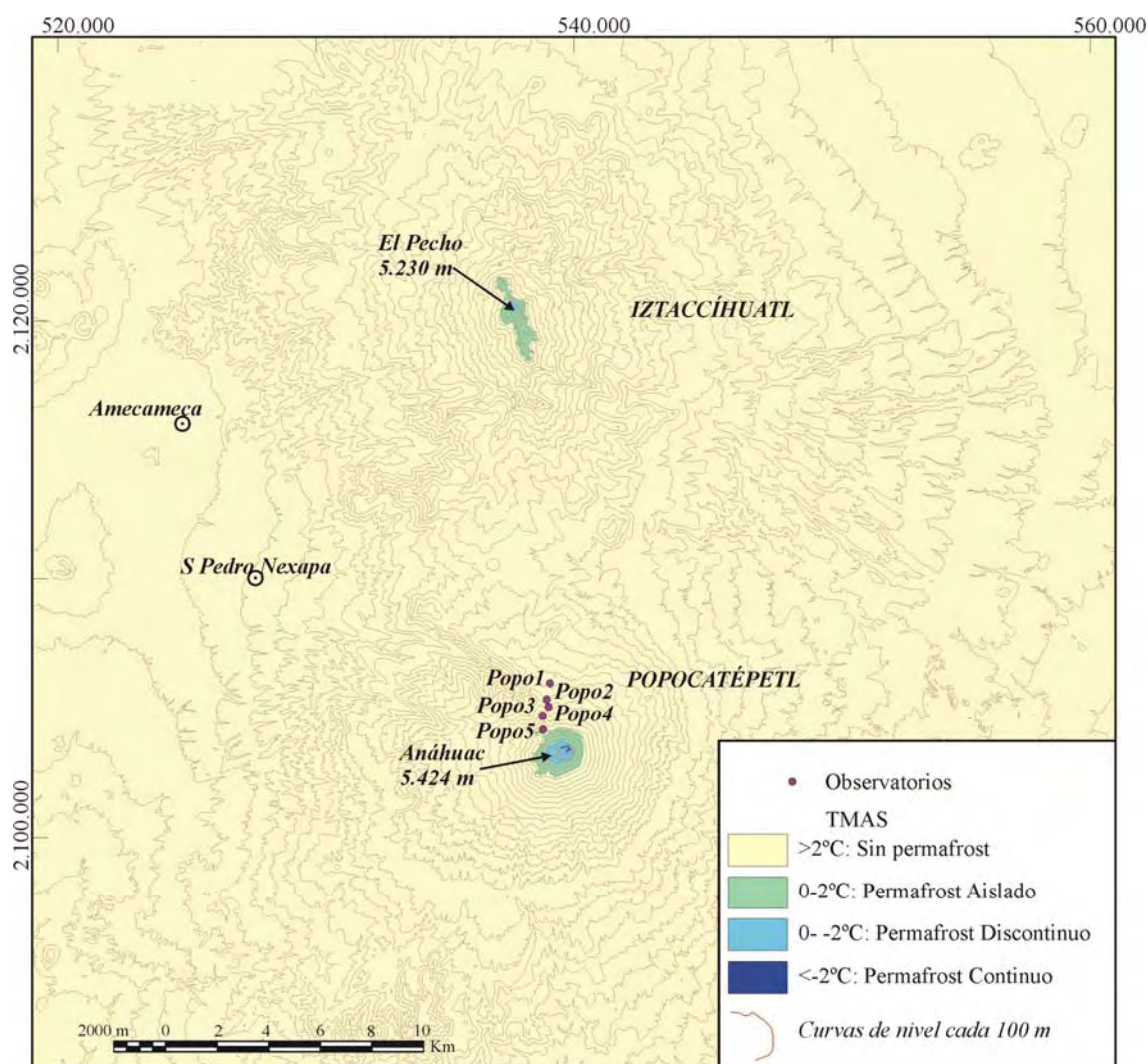


Figura 4.60. Modelo de distribución de TMAA según el método propuesto por Abramov *et al.* (2008), en el área del complejo volcánico Popo-Izta, a partir de las TMAA estimadas con los valores de las TMAA de los observatorios de San Pedro Nexapa y Popo3 (Figura 4.55), las TMAA a -10 cm observadas en las estaciones establecidas en la ladera norte del Popocatepetl y el modelo de radiación solar directa media anual (Figura 4.59).

En el modelo de la figura 4.60 se pueden determinar distintos límites altitudinales para el desarrollo de cada una de las categorías según la orientación y las superficies planimétricas ocupadas por cada división (Figura 5.61)

TMAA (° C)	Altitud (m) según orientación				Superficie (m ²)		
	N	E	S	W	TOTAL	POPO	IZTA
<i>Aislado</i> +2 / 0	4.789	4.959	4.926	4.888	4.135.802	2.136.379	1.999.423
<i>Discontinuo</i> 0 / -2	5.118	5.199	5.223	5.338	860.656	772.793	87.863
<i>Continuo</i> < -2	5.285	-	-	-	36.763	36.763	0
Área total					5.033.220	2.945.935	2.087.285

Figura 4.61. En la tabla se indica el límite altitudinal inferior (en m s.n.m.) de cada una de las categorías establecidas por Abramov *et al.* (2008), según el modelo de TMAA estimadas, en el Popocatepetl. En la última columna se anotan las superficies planimétricas (en m²) ocupadas por cada uno de los tipos de permafrost en las cumbres del complejo volcánico Popo-Izta. En este caso la estimación se ha realizado con el modelo de distribución de TMAA de las estaciones San Pedro Nexapa y Popo3 y las TMAA de -10 cm.

También se ha elaborado el modelo de distribución de permafrost propuesto por Abramov *et al.* (2008) empleando las TMAS obtenidas a -20 cm durante la serie anual 2006/07 en las estaciones Popo2 y 3 (Figura 4.61). En este caso se construyó el modelo de radiación como media de los años utilizados y la pendiente de la recta que relaciona los valores ΔT con RAD resultó una constante de 0,004, con un R^2 de 0,68.

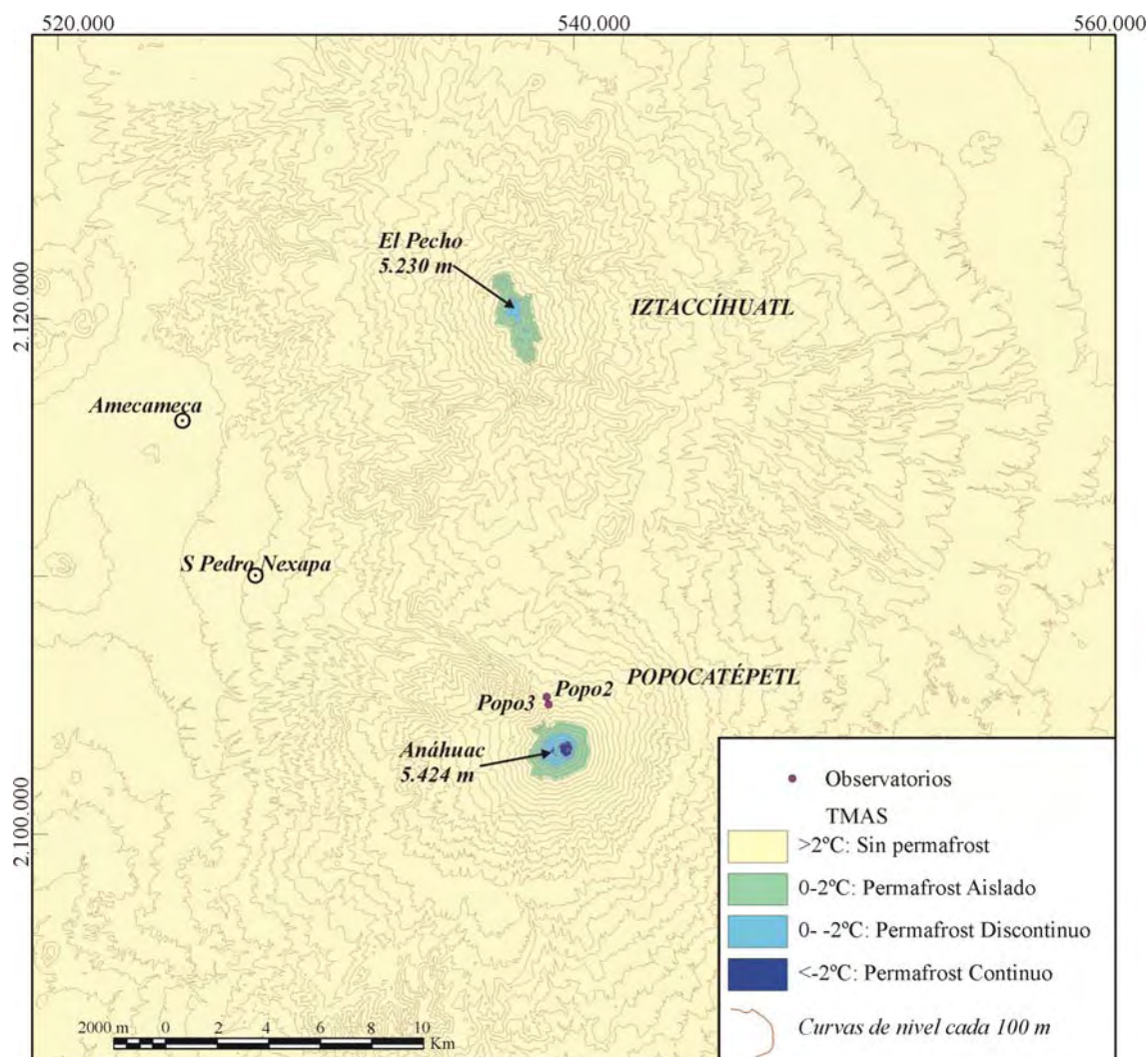


Figura 4.62. Modelo de distribución de TMAS según el método propuesto por Abramov *et al.* (2008), en el área del complejo volcánico Popo-Izta, a partir de las TMAA estimadas con los valores de las TMAA de los observatorios de San Pedro Nexapa y Popo3 (Figura 4.55), las TMAS a -20 cm observadas en las estaciones establecidas en la ladera norte del Popocatepetl y el modelo de radiación solar directa media anual.

Sobre el modelo desarrollado a partir de los valores de TMAS tomadas a -20 cm se midieron las superficies ocupadas por cada una de las categorías y se establecieron los límites altitudinales inferiores de las mismas, que se reflejan en la figura 4.63.

	TMAS (° C)	Altitud (m) según orientación				Superficie (m ²)		
		N	E	S	W	TOTAL	POPO	IZTA
<i>Aislado</i>	+2 / 0	4.734	4.791	4.813	4.781	5.892.955	2.843.776	3.049.179
<i>Discontinuo</i>	0 / -2	5.011	5.116	5.116	5.084	1.712.093	1.208.020	504.073
<i>Continuo</i>	< -2	5.285	-	-	-	230.039	230.039	0
<i>Área total</i>						7.835.088	4.281.835	3.553.253

Figura 4.63. En la tabla se indica el límite altitudinal inferior (en m s.n.m.) de cada una de las categorías establecidas por Abramov *et al.* (2008), según el modelo de TMAS estimadas, en el Popocatepetl. En la última columna se anotan las superficies planimétricas (en m²) ocupadas por cada uno de los tipos de permafrost en las cumbres del complejo volcánico Popo-Izta. En este caso la estimación se ha realizado con del modelo de distribución de TMAA de las estaciones San Pedro Nexapa y Popo3 y las TMAS de -20 cm.

Por último, se construyó el mismo modelo empleando las TMAS tomadas a -80 cm en las estaciones Popo1 y 2, para la serie anual Ag2002/Jl2003 (Figura 4.63). Se tuvo que generar un nuevo modelo de radiaciones media de los años utilizados y la relación entre los valores ΔT y RAD obtuvo una constante de 0,006, con un R^2 de 0,87.

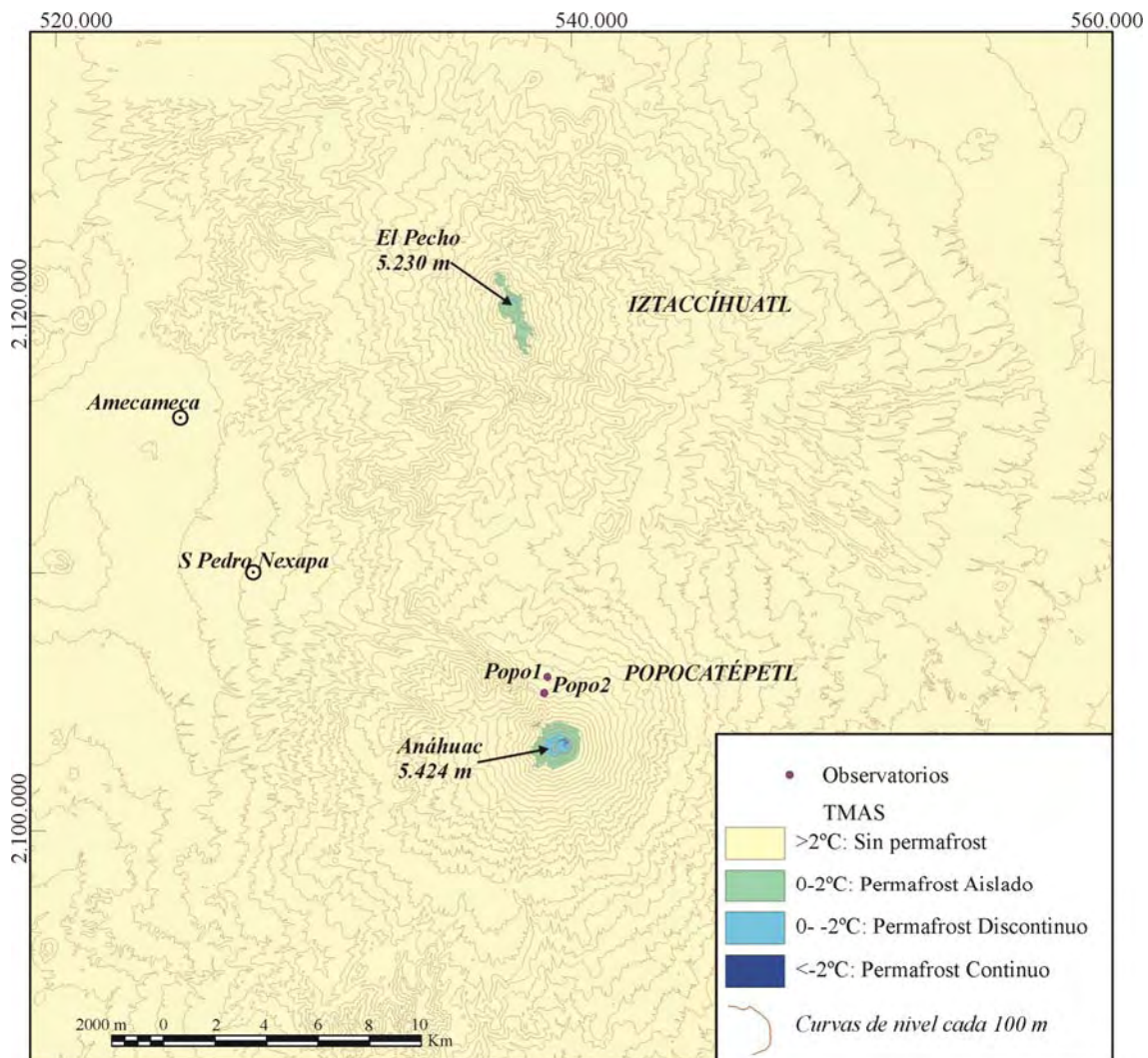


Figura 4.64. Modelo de distribución de TMAS según el método propuesto por Abramov *et al.* (2008), en el área del complejo volcánico Popo-Izta, a partir de las TMAA estimadas con los valores de las TMAA de los observatorios de San Pedro Nexapa y Popo3 (Figura 4.55), las TMAS a -80 cm observadas en las estaciones establecidas en la ladera norte del Popocatepetl y el modelo de radiación solar directa media anual.

En este modelo se establecen los límites inferiores de cada una de las categorías según se indica en la figura 4.65, así como la superficie planimétrica que ocupa cada una de ellas en el conjunto volcánico Popo-Izta y en cada uno de los aparatos por separado.

	TMAS (° C)	Altitud (m) según orientación				Superficie (m ²)		
		N	E	S	W	TOTAL	POPO	IZTA
<i>Aislado</i>	+2 / 0	4.840	4.994	4.926	4.976	3.590.038	1.923.930	1.666.108
<i>Discontinuo</i>	0 / -2	5.135	5.314	5.247	5.226	687.251	656.918	30.333
<i>Continuo</i>	< -2	5.285	-	-	-	23.739	23.739	0
<i>Área total</i>						4.301.028	2.604.588	1.696.440

Figura 4.65. En la tabla se indica el límite altitudinal inferior (en m s.n.m.) de cada una de las categorías establecidas por Abramov *et al.* (2008), según el modelo de TMAS estimadas, en el Popocatepetl. En la última columna se anotan las superficies planimétricas (en m²) ocupadas por cada uno de los tipos de permafrost en las cumbres del complejo volcánico Popo-Izta. En este caso la estimación se ha realizado con del modelo de distribución de TMAA de las estaciones San Pedro Nexapa y Popo3 y las TMAS de -80 cm.

3.2.- Presencia del suelo helado en el volcán Iztaccíhuatl

De los datos capturados por las sondas instaladas en el volcán Iztaccíhuatl, la serie anual *desde el 1-8-2002 hasta el 31-7-2003* es común a las estaciones 1, 2, 3 y 4, por lo que se ha empleado para comparar la situación térmica en las distintas altitudes y con ella también se han realizado los gradientes térmicos de profundidad en las estaciones en las que ha sido posible. En algunas estaciones se dispone de otras series anuales tomadas a diferentes profundidades o en el aire, que se pueden comparar construyendo intervalos mensuales diferentes. En estos casos, los estadísticos mensuales se presentan ordenados con el mismo intervalo, con el objeto de que se puedan confrontar los valores.

A- Comportamiento térmico del suelo:

En la estación de muestreo **Izta1**, localizada a 4.137 m s.n.m. (Figuras 4.15 y 4.16), se han obtenido datos de temperaturas a distintas profundidades en el interior del suelo (Figura 4.18):

- Para una profundidad de -10 cm se tienen medidas cada 72 minutos (20 datos por día) entre el 7-10-2001 y el 11-8-2003. Entre el 14-2-2005 y el 15-3-2006 este termómetro se instaló a -20 cm de profundidad y registró valores con un intervalo temporal de 72 minutos.
- La sonda instalada a -80 cm de profundidad proporcionó datos entre el 7-10-2001 y el 11-8-2003, con un intervalo temporal de 72 minutos, y entre el 13-2-2004 y el 14-2-2005, con un intervalo de 90 minutos. Entre el 14-2-2005 y el 15-3-2006 se localizó a -60 cm de profundidad y registró valores con un intervalo temporal de 72 minutos.

Las temperaturas capturadas por las sondas se expresan gráficamente en la Figura 4.66. Para el estudio del comportamiento térmico del suelo a esta altitud se emplean las series anuales entre el 1-03-2002 y el 28-2-2003, para las sondas de -10 y -80 cm, y entre el 1-03-2005 y el 28-2-2006 para las sondas de -20 y -60 cm, además de la serie de referencia entre el 1-8-2002 y el 31-7-2003.

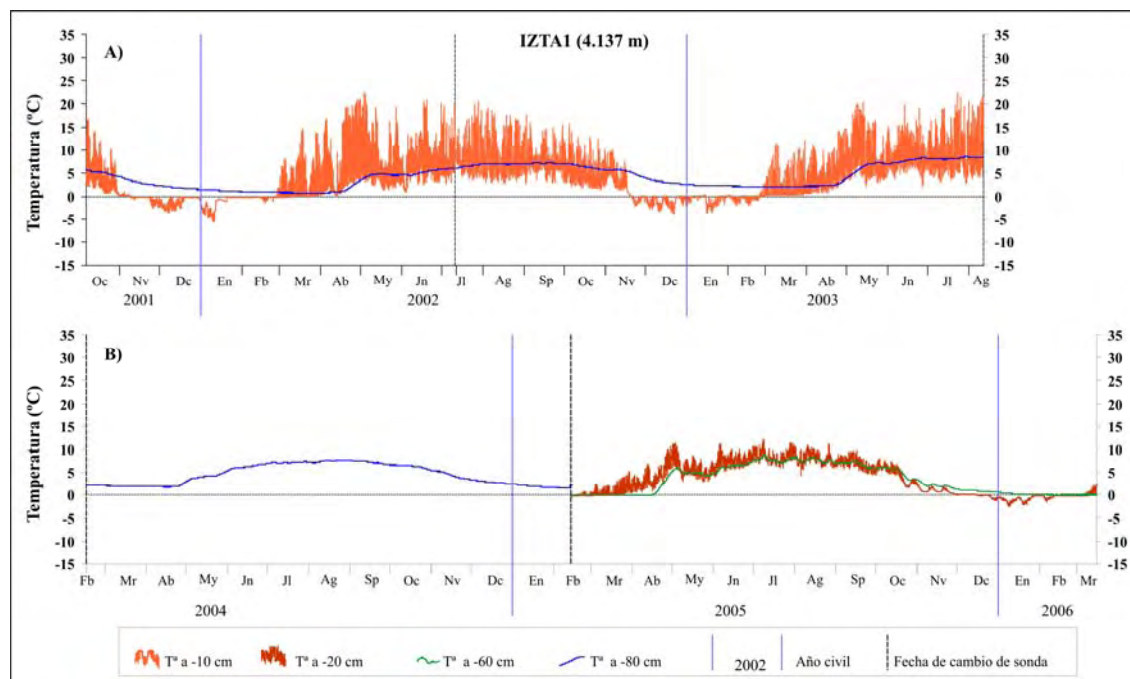


Figura 4.66. A. Gráfica de los datos tomados por las sondas instaladas a 10 y 80 cm de profundidad en el suelo durante las campañas 2001/02 y 2002/03 de la estación Izta1 (4.137 m s.n.m). B. Gráfica de los datos tomados por la sonda instalada a 80 cm de profundidad en el suelo durante la campaña 2004/05 y por las sondas de 20 y 60 cm de profundidad en la campaña 2005/06 de la estación Izta1 (4.137 m s.n.m).

Las sondas situadas a -10 y -80 cm durante la campaña de marzo de 2002 a febrero de 2003 (Figura 4.67) registraron temperaturas medias anuales iguales ($4,3^{\circ}\text{C}$). Sin embargo las amplitudes medias diarias se reducen con la profundidad y pasan de $6,7^{\circ}\text{C}$ a -10 cm a $0,06^{\circ}\text{C}$ a -80 cm. Esta disminución se debe fundamentalmente a la caída de la temperatura máxima absoluta ($15,1^{\circ}\text{C}$ en 70 cm), ya que el aumento de la mínima absoluta resulta más moderado ($4,7^{\circ}\text{C}$). De esta manera, los promedios de las temperaturas máximas y mínimas diarias son muy similares a 80 cm de profundidad, donde el 75,6% del año (276 días) tiene una amplitud térmica diaria de 0°C .

En cuanto a la distribución de temperaturas a lo largo del año (Figura 4.68), a -10 cm la media mensual más alta se registra en julio y la más baja en diciembre, con una amplitud térmica anual de $9,7^{\circ}\text{C}$. 70 cm más abajo la máxima y la mínima mensuales se producen con un cierto retardo, en septiembre y marzo respectivamente, y la amplitud anual se reduce a $6,2^{\circ}\text{C}$. Otra desigualdad se observa al comparar la amplitud térmica mensual: mientras que a -10 cm la oscilación térmica de los meses más cálidos es mayor que la de los más fríos, a -80 cm no se aprecia ninguna diferencia.

Serie	Profundidad (cm)	T MEDIA			T ABSOLUTA		AMPLITUD		
		Media	Máx	Mín	Máx	Mín	Media	Máx	Mín
Mr2002/Fb03	10	4,3	8,4	1,8	22,3	-3,9	6,7	18,7	0,0
Mr2005/Fb06	20	3,8	4,7	3,0	12,1	-2,5	1,8	5,7	0,0
Mr2005/Fb06	60	3,6	3,6	3,5	8,9	-0,08	0,14	0,7	0,0
Mr2002/Fb03	80	4,3	4,3	4,3	7,2	0,8	0,06	0,2	0,0

Figura 4.67. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre marzo de 2002 y febrero de 2003 de las sondas situadas a -10 y -80 cm y para las series anuales entre marzo de 2005 y febrero de 2006 de las sondas situadas a -20 y -60 cm, en la estación Izta1 (4.137 m s.n.m).

Serie Sonda	Mr2002/Fb03 -10 cm				Mr2005/Fb06 -20 cm				Mr2005/Fb06 -60 cm				Mr2002/Fb03 -80 cm			
MES	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT
Mr	2,2	7,4	0,1	7,2	0,9	2,4	0,0	2,3	-0,1	-0,1	-0,1	0,0	0,8	0,9	0,8	0,1
Ab	6,2	13,4	1,7	11,6	3,9	5,6	2,3	3,4	1,1	1,2	1,0	0,2	1,5	1,6	1,5	0,1
My	6,8	12,9	2,8	10,1	5,8	7,4	4,3	3,1	5,0	5,0	4,8	0,2	4,5	4,6	4,5	0,1
Jn	7,1	12,2	3,7	8,5	7,5	8,9	6,0	2,9	6,3	6,3	6,2	0,2	5,1	5,1	5,1	0,1
Jl	8,6	15,0	4,7	10,3	8,6	9,8	7,3	2,5	7,8	7,9	7,6	0,3	6,3	6,4	6,3	0,1
Ag	7,9	14,6	3,9	10,7	8,0	9,1	6,8	2,2	7,6	7,7	7,5	0,2	7,0	7,0	7,0	0,0
Sp	7,5	11,8	4,8	7,0	7,0	8,1	5,8	2,3	6,8	6,9	6,7	0,2	7,1	7,1	7,0	0,0
Oc	5,1	9,7	2,4	7,3	4,7	5,4	3,9	1,4	5,0	5,1	5,0	0,2	6,4	6,4	6,4	0,0
Nv	2,1	3,8	1,0	2,8	0,9	1,1	0,8	0,3	2,1	2,1	2,0	0,1	5,2	5,2	5,2	0,1
Dc	-1,1	-0,3	-1,9	1,5	-0,1	-0,1	-0,2	0,1	0,9	0,9	0,9	0,0	3,1	3,1	3,1	0,1
En	-0,6	-0,1	-1,2	1,2	-1,0	-0,8	-1,2	0,4	0,2	0,2	0,2	0,0	2,4	2,4	2,4	0,0
Fb	-0,2	0,4	-0,8	1,2	-0,4	-0,4	-0,5	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	2,2	2,2	2,2	0,0
Media	4,3	8,4	1,8	6,6	3,8	4,7	2,9	1,8	3,6	3,6	3,5	0,1	4,3	4,3	4,3	0,1
A anual	9,7				9,6				7,8				6,2			

Figura 4.68. Estadísticos mensuales para las series anuales entre marzo de 2002 y febrero de 2003 de las sondas situadas a -10 y -80 cm y para las series anuales entre marzo de 2005 y febrero de 2006 de las sondas situadas a -20 y -60 cm, en la estación Izta1 (4.137 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

En la campaña 2005/06 se puede observar el comportamiento en profundidades intermedias, aunque los valores en sí no son comparables con los de la serie anterior. Las medias anuales son muy similares, aunque la registrada a -60 cm es unas décimas menor (Figura 4.67). En estos 40 cm se advierte cómo las máximas absolutas disminuyen a un ritmo superior que el aumento de las mínimas, siguiendo la pauta ya observada en la serie 2002/03. El resultado es una clara disminución de las amplitudes diarias medias.

En los estadísticos mensuales extraídos de los registros de la campaña 2005/06 (Figura 4.68), se aprecia una reducción de las medias más altas, que se producen en julio a -20 y -60 cm, y un aumento de las más bajas, que se dan en el mes de enero a -20 cm y en el de marzo a -60 cm. Las oscilaciones térmicas mensuales calculadas para -20 cm son inferiores a las obtenidas a -10 cm para la serie 2002/03, pero todavía se observa una clara diferencia entre los meses calidos y los meses fríos, que se reduce a -60 cm.

Por lo tanto, en la estación Izta1 (4.137 m), en los 80 primeros cm del suelo no se observa un cambio en las temperaturas medias, mientras que las amplitudes térmicas diarias y mensuales se van reduciendo con la profundidad, hasta que a -80 cm, prácticamente coinciden las medias anuales de las máximas y mínimas diarias. Esta reducción se debe fundamentalmente a la disminución de las temperaturas máximas diarias, ya que con la profundidad se reduce el alcance de la radiación solar. En cambio, todavía existe una clara diferencia entre las medias mensuales más alta y más baja del año (amplitud anual de 6,2°C), que se producen con retraso respecto de las registradas a -10 cm. El retardo observado en la producción de la mínima mensual es superior al de la máxima mensual, debido a una menor potencia de la penetración de la helada en el invierno y a la mayor influencia de la radiación solar de verano.

Según las observaciones realizadas en la serie anual de marzo de 2002 a febrero de 2003, los primeros 10 cm del suelo quedan libres de helada (Figura 4.69) 267 días

(73,1% del año), desde finales de marzo a mediados de noviembre. En el resto del año se registran ciclos diarios de hielo-deshielo (66 días) y 32 días con temperaturas máximas inferiores a 0°C. La intensidad de la helada durante estos días no es grande, ya que sólo se han encontrado 7 días en los que la temperatura máxima diaria fue inferior a -1°C. Para la misma serie, a -80 cm la sonda no recogió ninguna temperatura negativa.

En la serie anual 2005/06, a -20 cm las temperaturas negativas se empiezan a registrar en diciembre. Entre este mes y el de febrero se contabilizan 75 días en los que las máximas diarias son negativas y 25 días con ciclos diarios de hielo-deshielo. La intensidad de la helada es inferior a la observada a -10 cm (serie Mr2002/Fb03), ya que sólo 3 días tienen máximas inferiores a -1°C. A -60 cm, se aprecia el retardo que sufren las temperaturas negativas, ya que las primeras se empiezan a dar en el mes de febrero. Entre febrero y abril, 50 días poseen máximas negativas, pero sus mínimas no bajan de -1°C, con lo que se aprecia la disminución de la intensidad de la helada con la profundidad.

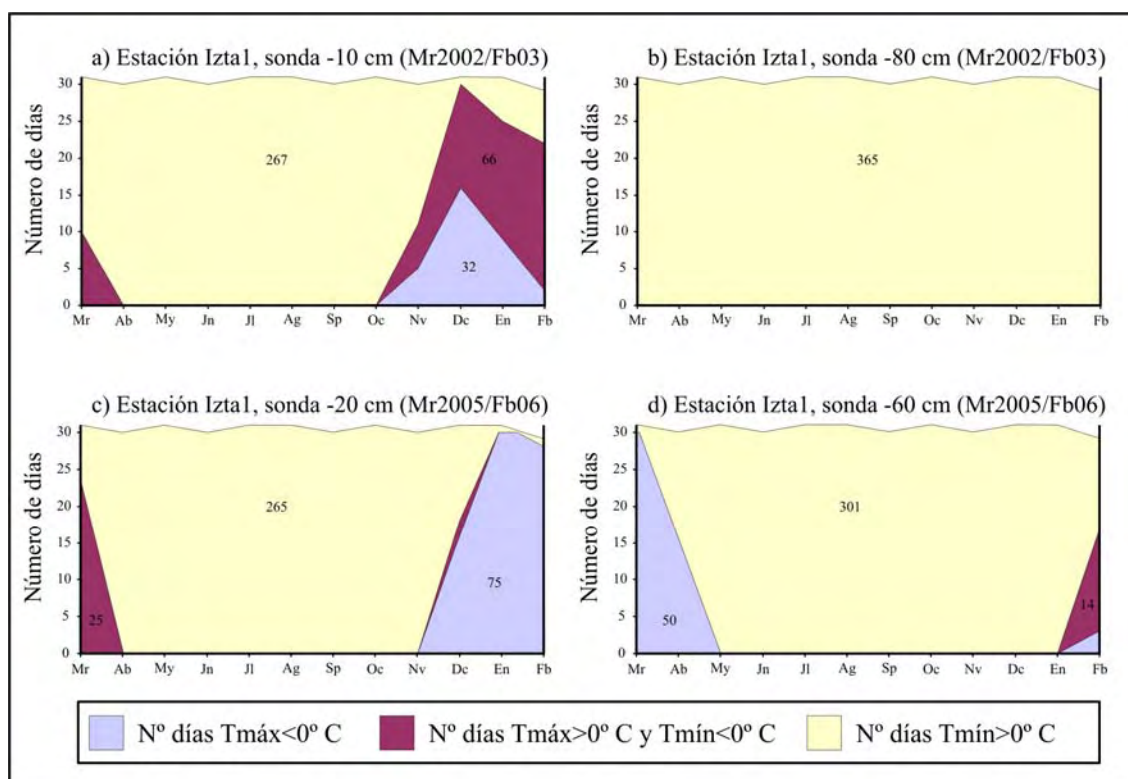


Figura 4.69. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0° C en la estación Izta1 (4.137 m s.n.m).

Con los estadísticos calculados para la serie desde el 1 de agosto de 2002 al 31 de julio de 2003 (Figuras 4.70 y 4.71) se han determinado los gradientes térmicos de profundidad para la estación Izta1.

Serie	Profundidad (cm)	T MEDIA			T ABSOLUTA		AMPLITUD		
		Media	Máx	Mín	Máx	Mín	Media	Máx	Mín
Ag2002/JI03	10	4,5	8,4	2,0	22,3	-3,9	6,3	17,2	0,0
Ag2002/JI03	80	5,0	5,1	5,0	8,7	2,2	0,06	0,2	0,0

Figura 4.70. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre agosto de 2002 y julio de 2003 de las sondas situadas a -10 y -80 cm, en la estación Izta1 (4.137 m s.n.m).

Serie Sonda	Ag2002/JI03 -10 cm				Ag2002/JI03 -80 cm			
	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT
Ag	7,9	14,6	3,9	10,7	7,0	7,0	7,0	0,0
Sp	7,5	11,8	4,8	7,0	7,1	7,1	7,0	0,0
Oc	5,1	9,7	2,4	7,3	6,4	6,4	6,4	0,0
Nv	2,1	3,8	1,0	2,8	5,2	5,2	5,2	0,1
Dc	-1,1	-0,3	-1,9	1,5	3,1	3,1	3,1	0,1
En	-0,6	-0,1	-1,2	1,2	2,4	2,4	2,4	0,0
Fb	-0,2	0,4	-0,8	1,2	2,2	2,2	2,2	0,0
Mr	2,0	7,2	0,4	6,8	2,2	2,2	2,2	0,0
Ab	4,7	9,3	1,7	7,7	2,5	2,6	2,5	0,1
My	8,4	14,3	4,1	10,2	6,2	6,3	6,2	0,1
Jn	8,8	13,6	5,4	8,2	7,7	7,7	7,7	0,1
Jl	9,1	15,6	4,7	10,9	8,2	8,3	8,2	0,1
Media	4,5	8,3	2,0	6,3	5,0	5,0	5,0	0,1
A anual	10,1				6,1			

Figura 4.71. Estadísticos mensuales para las series anuales entre agosto de 2002 y julio de 2003 de las sondas situadas a -10 y -80 cm, en la estación Izta1 (4.137 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

Lo más llamativo de esta serie es que la temperatura media anual registrada a -80 cm (5,0°C) es superior a la de los primeros 10 cm del suelo (4,5°C). Si se comparan las dos series anuales obtenidas entre los años 2002 y 2003, se aprecia que el verano de 2003 parece más cálido (9,1°C de media en julio a -10 cm, figura 4.70) que el de 2002 (8,6°C de media en julio a -10 cm, figura 4.67). Por otra parte, el mes de enero de 2002 fue más frío que el de 2003 (Figura 4.65), con una media mensual de -1,44°C a -10 cm, todas las máximas diarias negativas y una mínima absoluta de -5,6°C. La intensidad de la helada fue mayor y se dejó sentir con retraso a -80 cm en el mes de marzo de 2002, con una media que no superó 1°C, lo que hizo bajar la media anual de la serie Mr2002/Fb03. Sin embargo, diciembre de 2002 fue más moderado en la superficie del suelo (-1,1°C de media), lo que supuso una temperatura media mensual de 2,2°C a -80 cm en los meses de febrero y marzo de 2003, las más bajas de la serie Ag2002/JI03.

Con estos datos, el gradiente de profundidad de las TMAS en la estación Izta1 (Figura 4.72) resulta positivo (0,08°C/10 cm). Las temperaturas medias mensuales más bajas del año aumentan con la profundidad a una razón de 0,46°C/10 cm, mientras que las del mes más cálido disminuyen 0,12°C/10 cm. Considerando estos dos últimos gradientes la amplitud anual cero se alcanzaría a -184,1 cm, según el patrón del régimen térmico en el interior del suelo (ACGR, 1988), con una temperatura media anual de 7,0°C.

Las observaciones realizadas indican que en la localidad en la que se ha instalado la estación de muestreo Izta1 (4.137 m) no presentan condiciones para el desarrollo de permafrost. Tan sólo se registran heladas durante los meses de invierno que en los primeros 10 cm del suelo provocan 66 ciclos diarios anuales de hielo-deshielo y 32 días con temperaturas máximas por debajo de 0°C. En las condiciones más frías observadas, la helada penetra hasta los 60 cm donde se registran 14 ciclos diarios de hielo-deshielo y 50 días con temperaturas negativas que no bajan de -1°C.

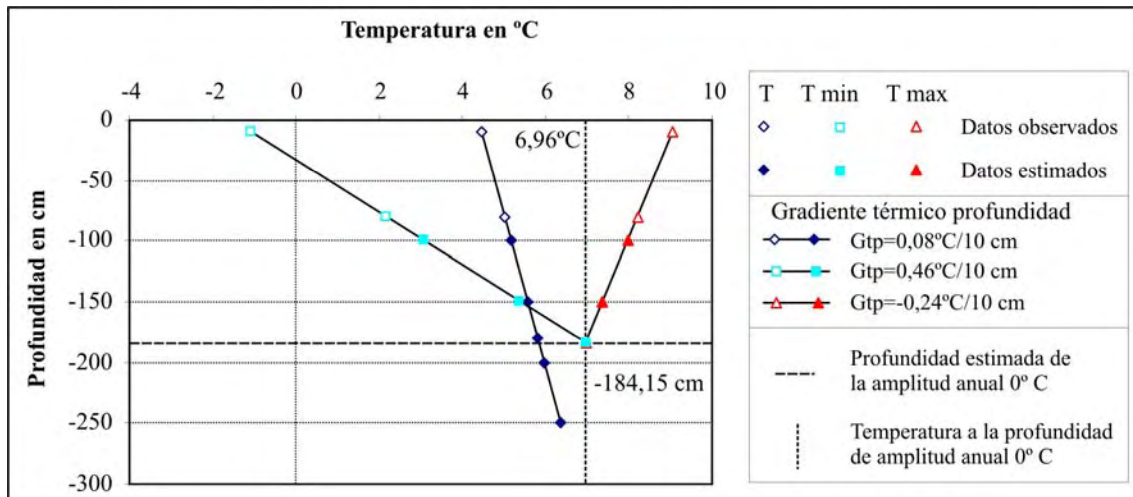


Figura 4.72. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de muestreo Izta1 (4.137 m s.n.m.), con los datos de la serie Ag2002/JI2003.

A 4.382 m s.n.m. se ha instalado la estación de muestreo **Izta2** dotada con dos sondas en el interior del suelo a -10 y -57 cm (Figuras 4.15 y 4.16) que recogieron los siguientes datos (Figura 4.73):

- Entre el 7-10-2001 y el 11-8-2003 con un intervalo temporal de una medición por cada 72 minutos (20 datos por día).
- Entre el 13-6-2004 y el 12-2-2005 con un intervalo temporal de una medición por cada 90 minutos (16 datos por día).

De las colecciones de datos se ha extraído una serie anual completa con la que se realizan los análisis: entre el 1-8-2002 y el 31-7-2003.

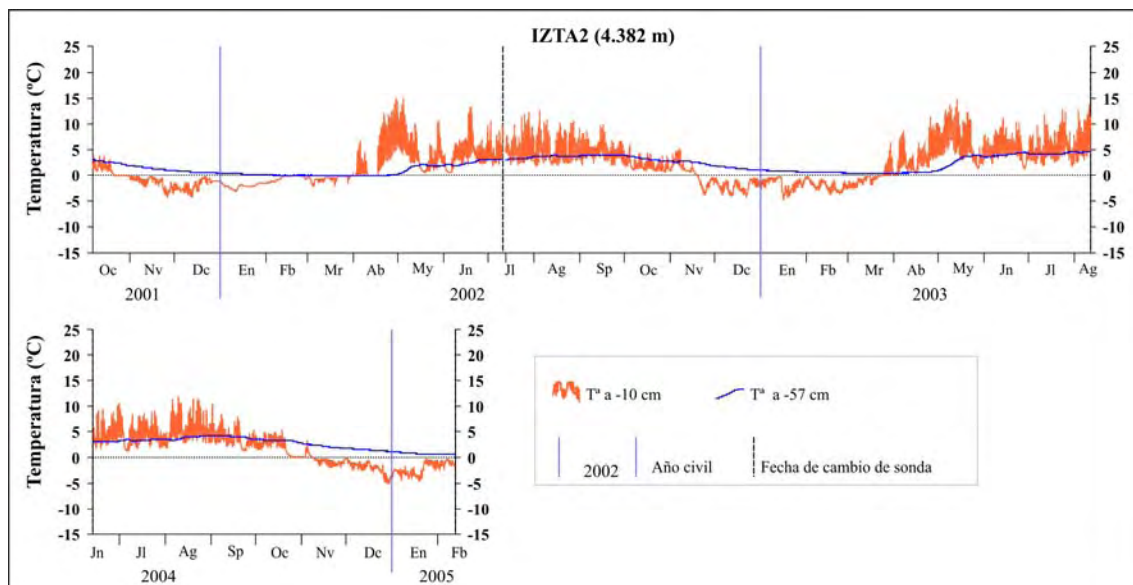


Figura 4.73. Gráfica de los datos tomados por las sondas instaladas a 10 y 57 cm de profundidad en el suelo durante las campañas 2001/02, 2002/03 y 2004/05 en la estación Izta2 (4.382 m s.n.m.).

En la serie anual analizada en la estación Izta2 se observa que la temperatura media anual aumenta con la profundidad (Figura 4.74), mientras que la amplitud térmica diaria disminuye. A lo largo del año (Figura 4.75), tanto la media mensual más alta como la más baja de la serie anual sufren un retardo con la profundidad. Así, la mínima se produce en el mes de diciembre a -10 cm (-2,2°C) y a -57 cm se da en marzo (0,4°C), con un incremento de 2,6°C. La máxima se da en el mes de mayo en la superficie del suelo (6,3°C) pero no se registra hasta julio a -57 cm (4,3°C), con una disminución de 2°C. También se observa que la amplitud térmica a -10 cm es mayor durante los meses más cálidos (4,4°C de media de abril a septiembre), que en la estación fría (1,3°C de media de octubre a marzo). A esta profundidad, todos los días (excepto en 6 ocasiones) registran variaciones térmicas. Por el contrario, a -57 cm no existe a penas diferencia entre las amplitudes de los meses más cálidos y las de los más fríos (0,05 y 0,03°C, respectivamente), ya que el 81,4% de los días (297) la amplitud diaria es 0°C.

Serie	Profundidad (cm)	T MEDIA			T ABSOLUTA		AMPLITUD		
		Media	Máx	Mín	Máx	Mín	Media	Máx	Mín
Ag2002/JI03	10	2,1	3,8	0,9	14,7	-4,7	2,9	10,2	0,0
Ag2002/JI03	57	2,4	2,4	2,4	4,7	0,4	0,04	0,2	0,0

Figura 4.74. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre agosto de 2002 y julio de 2003 de las sondas situadas a -10 y -57 cm, en la estación Izta2 (4.382 m s.n.m).

Serie Sonda	Ag2002/JI03 -10 cm				Ag2002/JI03 -57 cm			
	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT
Ag	4,8	8,0	2,7	5,2	3,8	3,8	3,8	0,0
Sp	4,7	6,6	3,2	3,4	4,0	4,0	3,9	0,0
Oc	2,0	3,1	1,2	1,9	3,3	3,3	3,3	0,0
Nv	0,3	1,0	-0,2	1,2	2,5	2,6	2,5	0,1
Dc	-2,2	-1,5	-2,7	1,2	1,4	1,4	1,3	0,0
En	-1,7	-1,1	-2,3	1,2	0,8	0,8	0,8	0,0
Fb	-2,2	-1,6	-2,6	1,0	0,6	0,6	0,5	0,0
Mr	-0,5	0,3	-1,1	1,4	0,4	0,4	0,4	0,0
Ab	3,3	5,7	1,7	4,0	0,6	0,6	0,5	0,1
My	6,3	9,3	3,9	5,4	2,9	3,0	2,9	0,1
Jn	5,1	7,3	3,5	3,7	4,1	4,1	4,0	0,1
Jl	5,2	8,0	3,2	4,8	4,3	4,3	4,3	0,0
Media	2,1	3,8	0,9	2,9	2,4	2,4	2,3	0,0
A anual	8,5				3,9			

Figura 4.75. Estadísticos mensuales para las series anuales entre agosto de 2002 y julio de 2003 de las sondas situadas a -10 y -57 cm, en la estación Izta2 (4.382 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

A -10 cm la temperatura máxima diaria cae repentinamente en noviembre y a finales de mes ya queda por debajo de 0°C hasta el comienzo de la primavera (125 días, 34,2%) (Figura 4.76). A finales de marzo las máximas diarias suben por encima del punto de congelación y durante 7 días se alternan con mínimas negativas. A principios de abril el suelo está descongelado y permanece así hasta el mes de noviembre (232 días). Sin embargo, a -57 cm no se registra ninguna temperatura negativa.

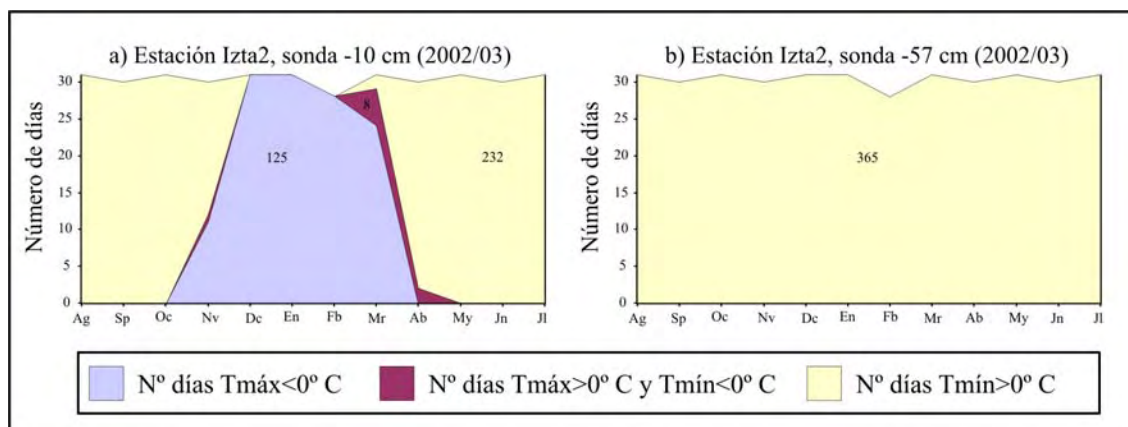


Figura 4.76. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0°C en la estación Izta2 (4.382 m s.n.m).

Teniendo en cuenta los datos obtenidos en la serie anual comprendida entre el 1/08/2002 y el 31/08/2003 para las sondas de -10 y -57 cm se observa que la temperatura media mensual asciende con la profundidad a razón de $0,06^{\circ}\text{C}/10\text{ cm}$. Si se supone una tendencia lineal de disminución de temperaturas medias mensuales más alta y más baja (Figura 4.77) se tiene que la amplitud anual cero se localiza a una profundidad aproximada de 97,4 cm, donde la temperatura media del mes más frío y la del mes más cálido coinciden en $2,56^{\circ}\text{C}$. Con esta distribución de las temperaturas en profundidad parece improbable que en esta localización exista permafrost, aunque se ha observado que al menos en los primeros 10 cm el suelo permanece helado un tercio del año. Por otra parte, los ciclos de hielo-deshielo diarios se reducen a 8 días, 1 en el proceso de congelación de otoño (noviembre) y 7 en el de descongelación de primavera (marzo-abril), por lo que los movimientos del suelo diarios quedan reducidos a esa temporada, mientras que el suelo se comporta como una capa impermeable durante el periodo de congelación (de noviembre a marzo).

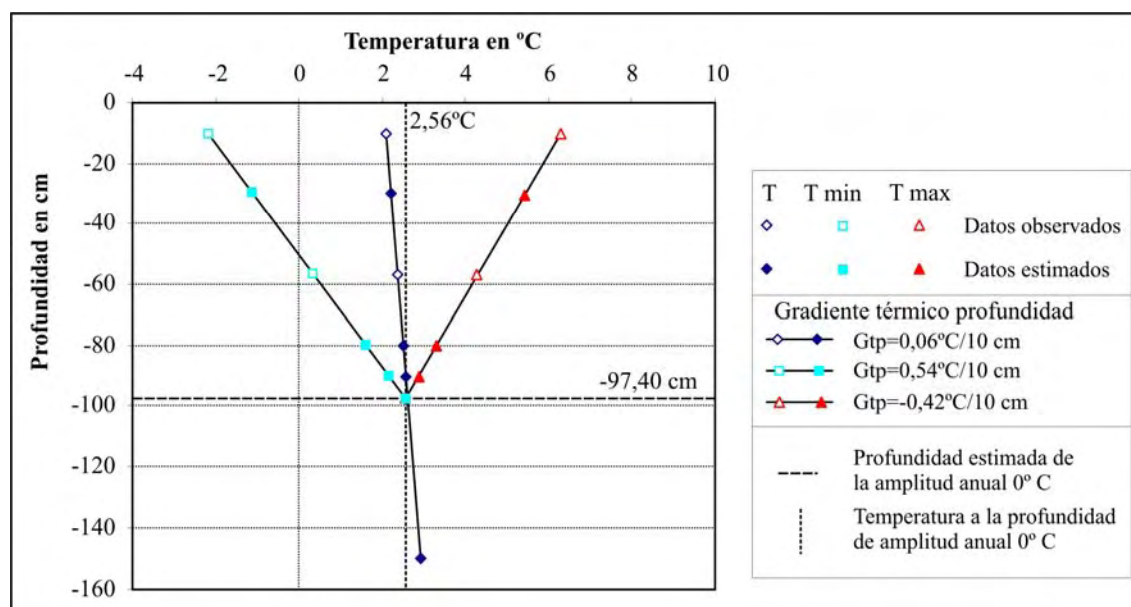


Figura 4.77. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de muestreo Izta2 (4.382 m s.n.m.), con los datos de la serie Ag2002/JI2003.

En la estación de muestreo **Izta3**, instalada a 4.681 m s.n.m. (Figuras 4.15 y 4.16), se han obtenido datos de temperaturas a -10 cm en el interior del suelo entre 11-7-2002 y el 11-8-2003 con un intervalo temporal de una medición por cada 72 minutos (20 datos por día). También se dispone de otra serie temporal, entre 15-2-2004 y 14-2-2005, de temperaturas tomadas a -20 cm, con un intervalo temporal de 90 minutos (16 datos por día).

Para calcular los estadísticos se han utilizado las series anuales entre el 1-08-2002 y el 31-7-2003, para la sonda de -10 cm, y entre el 15-2-2004 y el 14-2-2005 para la sonda de -20 cm (Figura 4.78).

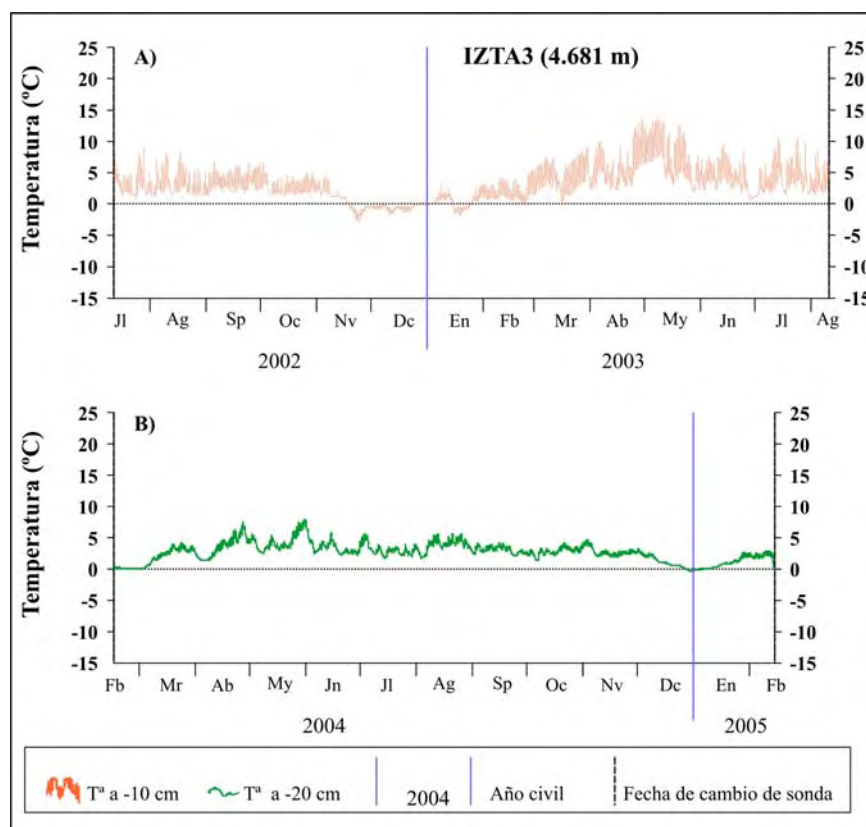


Figura 4.78. A) Gráfica de los datos tomados por la sonda instalada a 10 cm de profundidad en el suelo durante la campaña 2002/03 y B) gráfica de los datos tomados por la sonda instalada a 57 cm de profundidad en el suelo durante la campaña 2004/05 en la estación Izta3 (4.681 m s.n.m.).

La TMAA calculada a partir de las medias diarias a -10 cm (Figura 4.79) en la estación Izta3 resulta ser 1°C mayor que la obtenida 300 m más abajo (Izta2). Las temperaturas medias mensuales de octubre a mayo son más elevadas también que en Izta2 y, aunque las medias restantes (de junio a septiembre) son ligeramente inferiores, no evitan que la media anual sea más elevada (Figura 4.80). Esta diferencia se debe probablemente a la diferente orientación en la que se localizó la estación Izta3 (sur), respecto de las demás (norte), lo que hace que sus temperaturas sean más elevadas que las de la estación Izta2, localizada 300m más abajo.

A -20 cm la media anual desciende ligeramente, aunque no se registra ninguna media mensual por debajo de 0°C. El comportamiento de las amplitudes térmicas sigue la pauta de las otras estaciones estudiadas. A -10 cm, los valores más bajos de amplitud térmica se dan durante los meses más fríos, de octubre a febrero la oscilación diaria media es de 1,4°C. Por el contrario, los meses más cálidos tienen amplitudes diarias

superiores (3,4°C). A -20 cm la diferencia es menor, aunque todavía se aprecia una mayor oscilación en los meses más cálidos (0,8°C de media entre abril y septiembre) que en los más fríos (0,4°C).

Serie	Profundidad (cm)	T MEDIA			T ABSOLUTA		AMPLITUD		
		Media	Máx	Mín	Máx	Mín	Media	Máx	Mín
Ag2002/JI03	10	3,1	4,6	1,8	13,6	-2,8	2,8	8,6	0,0
Fb2004/Fb05	20	2,7	3,0	2,3	7,9	-0,3	0,7	2,1	0,0

Figura 4.79. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre agosto de 2002 y julio de 2003, de la sonda situada a -10 cm; y entre febrero de 2004 y febrero de 2005, de la sonda situada a -20 cm, en la estación Izta3 (4.681 m s.n.m).

Serie Sonda	Ag2002/JI03 -10 cm			
MES	MD	MX	MN	AT
Ag	3,1	4,8	1,8	3,0
Sp	3,6	5,2	2,3	2,9
Oc	2,7	3,9	1,8	2,2
Nv	0,5	1,1	0,1	1,0
Dc	-0,5	-0,2	-0,8	0,6
En	0,4	1,0	-0,1	1,1
Fb	1,9	3,2	0,8	2,4
Mr	4,3	6,5	2,3	4,1
Ab	5,8	8,1	3,7	4,4
My	7,1	9,9	4,8	5,0
Jn	4,1	5,8	2,7	3,1
Jl	4,0	6,2	2,4	3,8
Media	3,1	4,6	1,8	2,8
A anual	7,6			

Figura 4.80. Estadísticos mensuales para la serie anual entre agosto de 2002 y julio de 2003 de la sonda situada a -10 cm, en la estación Izta3 (4.681 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

Serie Sonda	Fb2004/Fb05 -20 cm			
MES	MD	MX	MN	AT
Mr	2,3	2,6	2,0	0,6
Ab	3,6	4,0	3,1	0,9
My	4,4	4,9	3,8	1,0
Jn	3,4	3,7	2,9	0,8
Jl	3,1	3,4	2,6	0,8
Ag	3,9	4,2	3,3	1,0
Sp	3,1	3,4	2,7	0,7
Oc	2,8	3,1	2,5	0,7
Nv	2,8	3,0	2,4	0,6
Dc	1,1	1,2	1,0	0,2
En	0,8	0,9	0,6	0,3
Fb (*)	1,1	1,3	0,9	0,4
Media	2,7	3,0	2,3	0,7
A anual	3,6			

Figura 4.81. Estadísticos mensuales para la serie anual entre febrero de 2004 y febrero de 2003 de la sonda situada a -20 cm, en la estación Izta3 (4.681 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

(*) Los estadísticos del mes de febrero se calculan con los 15 datos diarios del mes en 2004 y los 15 de 2005.

La diferencia en el comportamiento térmico del suelo con la estación Izta2 se aprecia también en la distribución anual de los días de helada y de oscilación (Figura 4.82). A 4.681 m, en los primeros 10 cm del suelo, sólo se registran 48 días con máximas diarias por debajo de 0°C, entre noviembre y enero, alternando con 11 días en

los que la temperatura oscila alrededor de 0°C . A -20 cm, los días de helada se reducen a 7 (en diciembre y enero), con tan sólo 4 ciclos diarios de hielo-deshielo. Con estas observaciones, no parece probable la presencia de permafrost a esta altitud, aunque en los primeros 10 cm del suelo se produzcan procesos de hielo-deshielo durante el invierno. A esta profundidad, la acción de la helada es eficaz, ya que se contabilizaron 38 días en los que la temperatura descendió por debajo de -2°C . En cambio, a -20 cm no se registran temperaturas mínimas inferiores a $-0,3^{\circ}\text{C}$, y estas sólo afectan durante 11 días, por lo que el agua puede permanecer todavía en estado líquido (situación criótica).

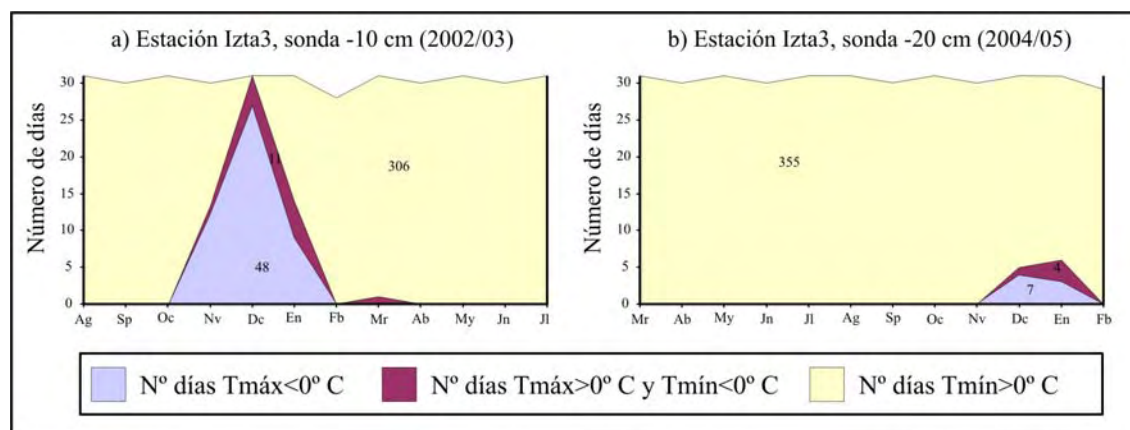


Figura 4.82. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0°C en la estación Izta3 (4.681 m s.n.m.).

La estación de observación Izta4 se instaló a 4.890 m s.n.m. (Figuras 4.15 y 4.16), por debajo del glaciar de Ayoloco. En este punto se han obtenido datos de temperaturas (Figura 4.82) con un intervalo temporal de 90 minutos (16 datos por día) en las sondas:

- AIRE: entre el 13-6-2004 y el 21-10-2005.
- -10 cm: entre el 18-07-2002 y el 25-11-2003
- 20 cm: entre el 12-6-2004 y el 21-10-2005.
- -30 cm: entre el 18-07-2002 y el 25-11-2003.

Para calcular los estadísticos se han utilizado las series anuales: entre el 1-8-2002 y el 31-7-2003, para los datos capturados por las sondas de -10 y -30 cm, y entre el 1-08-2004 y el 31-07-2005 para los datos capturados por las sondas de AIRE (+100 cm) y -20 cm.

En la estación Izta4, a 10 cm de profundidad se registra una temperatura media anual de $0,6^{\circ}\text{C}$ (Figura 4.83), con cuatro medias mensuales por debajo de 0°C (Figura 4.84). La amplitud diaria media del año es de $4,9^{\circ}\text{C}$ y oscila entre el valor máximo del 20 de mayo de 2003 ($17,44^{\circ}\text{C}$) y los valores nulos de 48 días repartidos a lo largo del año, pero con una mayor concentración entre los meses de abril a julio (39 días). Por otra parte, no existe apenas diferencia entre las oscilaciones diarias medias de la estación cálida ($4,7^{\circ}\text{C}$ de abril a septiembre) y las de la estación fría ($4,9^{\circ}\text{C}$), aunque en el mes de mayo la oscilación media es de $9,2^{\circ}\text{C}$ y en octubre de $1,4^{\circ}\text{C}$.

Si se observa la gráfica de temperaturas (Figura 4.83) se aprecian periodos de tiempo en la estación cálida (abril, mayo, junio, julio y más cortos en agosto) en los que la temperatura diaria no presenta oscilaciones. Esta ausencia de oscilación se debe al efecto aislante de la nieve que cae durante esta estación y permanece en el suelo unos días. Las temperaturas máximas diarias se reducen considerablemente hasta alcanzar los

valores de las mínimas, mientras que estas caen ligeramente e incluso pueden llegar a ser negativas (Figura 4.86).

A -30 cm la temperatura media anual es negativa (Figura 4.85) con todas las medias mensuales por debajo de 0°C (Figura 4.86), excepto la del mes de julio, que reproduce con retardo la máxima alcanzada en el mes de mayo a -10 cm. Las amplitudes diarias se reducen considerablemente en profundidad, al igual que la amplitud anual. El 61,6% de los días del año tienen amplitudes térmicas nulas, mientras que en el resto resultan ser algo más elevadas durante los meses fríos (0,21°C) que en los cálidos (0,05°C).

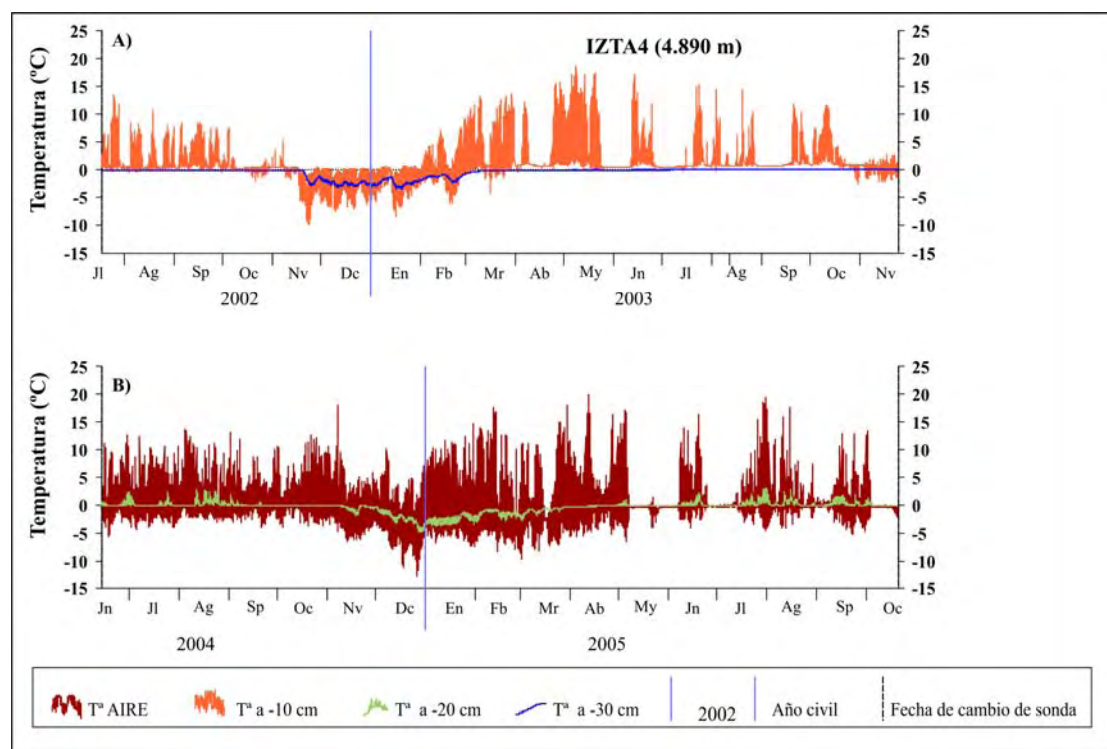


Figura 4.83. A) Gráficas de los datos tomados por las sondas instaladas a 10 y 30 cm de profundidad en el suelo durante la campaña 2002/03 y B) gráficas de los datos tomados por las sondas instaladas en el AIRE y a 20 cm de profundidad en el suelo durante la campaña 2004/05 en la estación Izta4 (4.890 m s.n.m).

Serie	Profundidad (cm)	T MEDIA			T ABSOLUTA		AMPLITUD		
		Media	Máx	Mín	Máx	Mín	Media	Máx	Mín
Ag2002/JI03	10	0,6	3,7	-1,1	18,5	-9,9	4,9	17,4	0,0
Ag2002/JI03	30	-0,6	-0,5	-0,6	0,13	-3,4	0,13	0,9	0,0
Ag2004/JI05	AIRE	-0,5	6,3	-3,6	19,9	-12,9	9,8	24,7	0,0
Ag2004/JI05	20	-0,6	-0,3	-0,8	3,1	-4,7	0,5	2,7	0,0

Figura 4.84. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre agosto de 2002 y julio de 2003; y entre agosto de 2004 y julio de 2005; de las sondas situadas en el AIRE y a -10, -20 y -30 cm, en la estación Izta4 (4.890 m s.n.m).

Serie Sonda	Ag2002/JI03 -10 cm				Ag2002/JI03 -30 cm				Ag2004/JI05 AIRE				Ag2004/JI05 -20 cm			
MES	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT
Ag	1,2	4,2	0,1	4,2	-0,1	-0,1	-0,1	0,0	0,9	7,9	-2,0	9,9	0,4	1,1	0,0	1,0
Sp	1,6	4,6	0,3	4,3	-0,1	-0,1	-0,1	0,0	0,4	6,1	-2,0	8,1	0,0	0,2	-0,1	0,3
Oc	0,3	1,0	-0,3	1,4	-0,1	-0,1	-0,1	0,0	0,6	7,3	-2,3	9,7	-0,1	-0,1	-0,1	0,0
Nv	-1,5	0,4	-3,0	3,3	-0,6	-0,6	-0,7	0,2	-1,4	5,7	-4,4	10,0	-0,4	-0,2	-0,5	0,3
Dc	-3,0	-0,1	-5,5	5,3	-2,3	-2,1	-2,6	0,5	-3,9	3,6	-7,2	10,8	-2,3	-1,9	-2,7	0,8
En	-2,1	0,1	-4,3	4,4	-2,3	-2,1	-2,4	0,4	-1,5	8,8	-5,5	14,3	-2,5	-2,0	-3,1	1,1
Fb	-0,1	3,8	-2,6	6,4	-1,3	-1,2	-1,4	0,2	-1,6	8,7	-6,0	14,7	-1,4	-1,1	-1,7	0,6
Mr	2,5	8,6	-0,5	9,1	-0,2	-0,1	-0,2	0,0	-1,4	7,2	-5,5	12,7	-0,9	-0,7	-1,0	0,3
Ab	2,1	5,2	0,6	4,6	-0,1	-0,1	-0,1	0,0	0,3	7,9	-3,7	11,6	-0,2	-0,1	-0,2	0,1
My	3,7	9,7	0,5	9,2	-0,1	0,0	-0,1	0,1	-0,2	2,0	-1,5	3,5	0,0	0,0	-0,1	0,1
Jn	1,8	4,3	0,6	3,8	-0,0	0,0	-0,1	0,1	0,7	4,6	-1,3	5,9	0,1	0,4	0,0	0,4
Jl	1,2	3,0	0,5	2,5	0,12	0,13	0,08	0,0	0,6	5,6	-1,5	7,0	0,3	0,8	0,0	0,8
Media	0,6	3,7	-1,1	4,9	-0,6	-0,5	-0,6	0,1	-0,5	6,3	-3,6	9,9	-0,6	-0,3	-0,8	0,5
A anual	6,7				2,4				4,8				2,9			

Figura 4.85. Estadísticos mensuales para las series anuales entre agosto de 2002 y julio de 2003; y entre agosto de 2004 y julio de 2005; de las sondas situadas en el AIRE y a -10, -20 y -30 cm, en la estación Izta4 (4.890 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

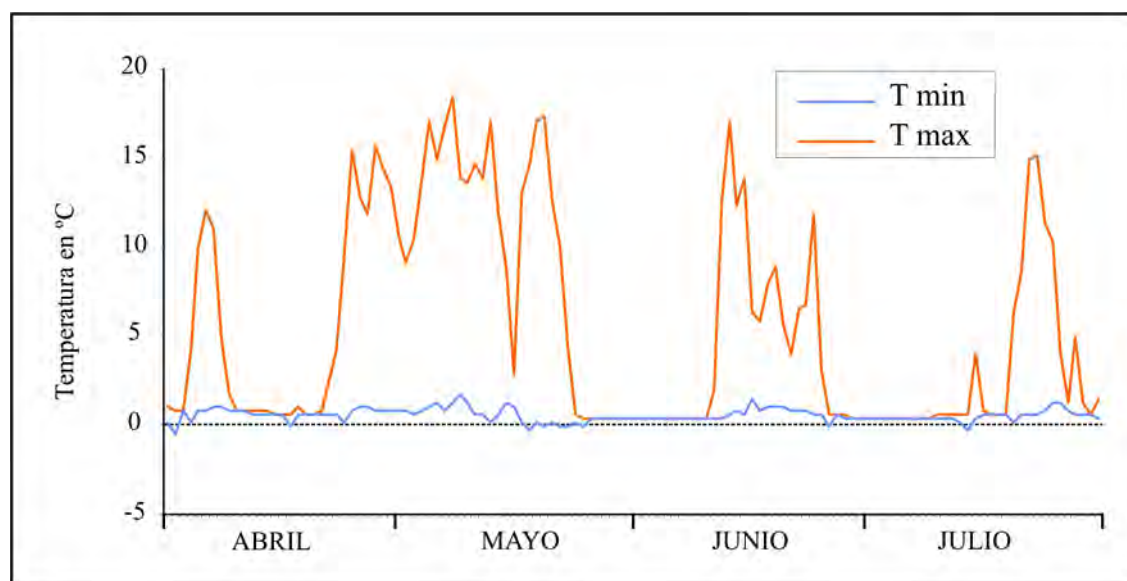


Figura 4.86. Temperaturas mínimas y máximas diarias del suelo a -10 cm de profundidad entre los meses de abril y julio de 2003, en la estación de sondeo Izta4, localizada a 4.890 m s.n.m.

Para la serie anual entre el 1-08-04 y el 31-07-05 el termómetro del AIRE registra una temperatura media anual negativa (Figura 4.84), con la mitad de las medias mensuales también por debajo de 0°C (Figura 4.85). La oscilación diaria media de las temperaturas a lo largo del año es mucho más acusada en el aire (9,8°C) que en el interior del suelo (4,9°C a -10 cm, 0,5°C a -20 cm y 0,13°C a -30 cm), debido a las diferentes características del aire y del material del suelo que afectan a la difusión del calor. De esta manera, la sonda del aire anota la temperatura prácticamente de forma instantánea, mientras que las sondas del suelo tienen por encima una capa de suelo que

retarda la llegada de las temperaturas extremas, a la vez que las amortigua. De esta manera, en el aire se alcanzó una temperatura máxima absoluta de 19,9°C, mientras que a 20 cm en el interior del suelo la máxima fue de 3,1°C. De igual forma, en el aire se produjo una mínima absoluta de -12,9°C y a -20 cm se registró una mínima de -4,7°C. Así, los rangos de temperatura diarios en el suelo son menores que en el aire.

Por el contrario, la amplitud anual es mucho más acusada en los primeros centímetros del suelo que en el aire. La sonda del aire se instala a 1 m del suelo en un lugar sombreado, mientras que la superficie del suelo recibe la radiación solar directa. En primavera, cuando los días comienzan a ser más largos, la primera capa del suelo va acumulando calor, que no le da tiempo a perder durante unas noches cada vez más cortas. La amplitud diaria es mayor en estas fechas, aunque no alcanza los valores recogidos en el aire, y se consiguen medias mensuales superiores a las registradas en el aire. Durante el invierno, el proceso se invierte y la media del mes más frío los primeros cm del suelo queda por debajo de la del aire (serie Fb2004/Fb05 en Popo3, Figura 4.46), o ligeramente por encima (-3,9°C en el aire en la serie 2004/05 y -3,0°C a -10 cm en la serie 2002/03, para Izta4), pero en ningún caso esta diferencia evita que la amplitud anual se mayor a -10 cm que en el aire. Con la profundidad, las medias de los meses más cálidos se reducen y las de los más fríos aumentan, con lo que se obtienen amplitudes anuales cada vez más bajas.

La sonda del aire registró una amplitud diaria media de 9,8°C, con una clara diferencia entre los días de la estación fría (12,0°C de amplitud diaria media entre octubre y marzo) y los de la estación cálida (7,7°C). Se observa entonces, un comportamiento contrario al que muestran las estaciones del suelo en cotas inferiores. La explicación está en que la estación cálida se corresponde con la época de las precipitaciones, que a esta altura ya son en forma de nieve y granizo. La nieve se adhiere a la sonda y amortigua la oscilación diaria haciendo caer bruscamente las temperaturas máximas e incrementando ligeramente las mínimas (Figura 4.87.A). A -20 cm todavía se mantiene el efecto aislante de la nieve durante la estación cálida (Figura 4.87.B), aunque no repercute tanto como para diferenciar las amplitudes térmicas diarias medias de los días de la estación fría (0,49°C) y de los de la cálida (0,46°C).

Durante la serie anual 2002/03 la sonda instalada a -10 cm registró 35 días, repartidos de noviembre a febrero, en los que la temperatura permaneció por debajo de 0°C y de ellos, 26 alcanzaron mínimas inferiores a -2°C. Los ciclos diarios de hielo-deshielo se produjeron en 134 días repartidos durante todo el año, aunque con mayor presencia de octubre a marzo. En 63 de estos días se han registrado temperaturas mínimas inferiores a -2°C. El 53,70% del año, entre abril y octubre, el suelo quedó libre de helada a -10 cm de profundidad (Figura 4.88.A). Si embargo, a -30 cm el suelo permaneció por debajo de 0°C durante 303 días (80,0% del año) y sólo se alcanzaron mínimas diarias positivas en 24 días del mes de julio (Figura 4.88.B). En el periodo de helada, a efectividad de la congelación es máxima desde finales de noviembre a principios de marzo, cuando las temperaturas medias diarias quedan por debajo de -2°C. De marzo a junio y de agosto a noviembre las medias diarias son negativas, pero nunca inferiores a -0,1°C, por lo que el suelo puede permanecer en situación criótica.

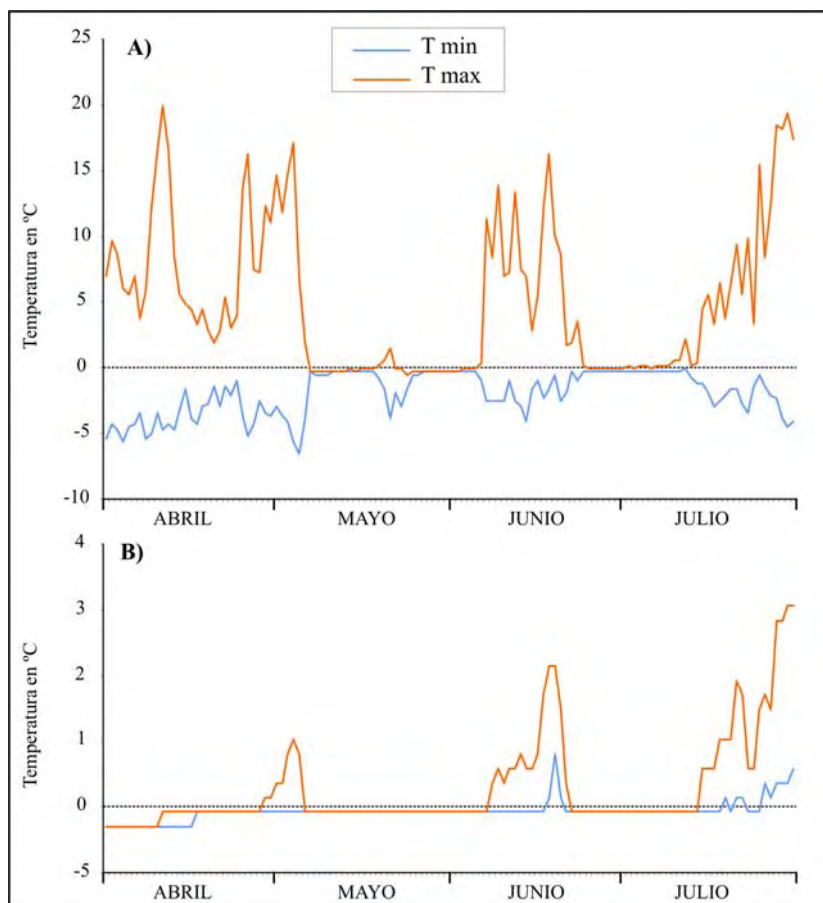


Figura 4.87. Temperaturas mínimas y máximas diarias del aire (A) y a -20 cm (B) entre los meses de abril y julio de 2005, en la estación de sondeo Izta4 (4.890 m s.n.m.)

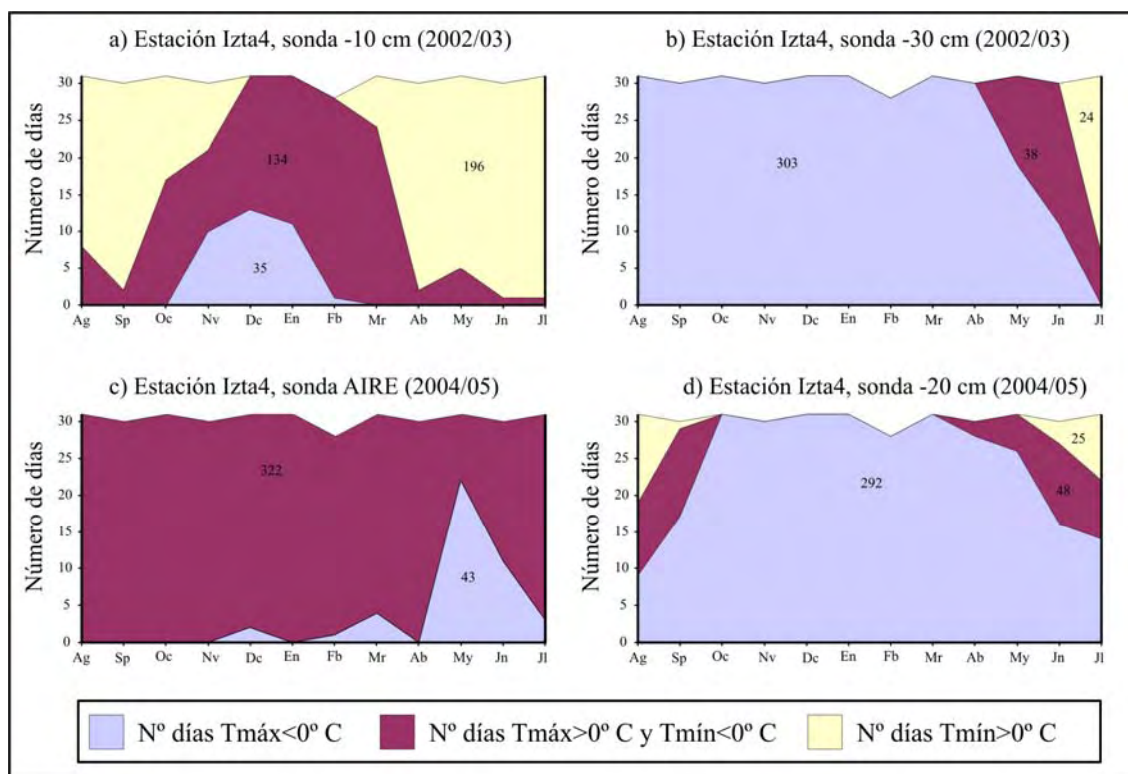


Figura 4.88. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0° C en la estación Izta4 (4.890 m s.n.m.).

En la sonda del aire (2004/05) se contabilizaron 322 ciclos diarios de hielo-deshielo (88,2% del año), mientras que en los 43 días restantes la temperatura permanece por debajo del punto de congelación (Figura 4.88.C). A -20 cm, es suelo permanece congelado 292 días a lo largo de todo el año y de forma continuada desde mediados de septiembre hasta finales de abril. En este periodo, sólo de noviembre a marzo se registran temperaturas inferiores a -1°C , mientras que el resto de los días las temperaturas negativas quedan ligeramente por debajo de 0°C (posible situación criótica).

Teniendo en cuenta los datos obtenidos en la serie anual comprendida entre el 1/08/2002 y el 31/08/2003 para las sondas de -10 y -30 cm se observa que la temperatura media mensual disminuye con la profundidad en los primeros centímetros del suelo razón de $0,61^{\circ}\text{C}/10\text{ cm}$. Si se supone una tendencia lineal de disminución de las temperaturas medias mensuales máxima y mínima (Figura 4.89) se tiene que la amplitud anual cero se localiza a una profundidad aproximada de -41,61 cm, donde la temperatura media del mes más frío y la del mes más cálido coinciden en $-1,93^{\circ}\text{C}$. Con estas observaciones se puede concluir que posiblemente existe permafrost en la localización de la estación Izta4, donde las condiciones térmicas han sido las adecuadas para mantener hielo glaciar muerto bajo las paredes con orientación septentrional del valle glaciar de Ayoloco, que han sobrevivido más de 30 años, bajo un manto de derrubios de aproximadamente 1 m de espesor. En las proximidades de la estación Izta4, se han observado importantes masas de hielo glaciar en áreas que se tiene la seguridad que fueron deglaciadas a partir de 1970 (capítulo 3) y que ya estaban completamente desconectadas del resto glaciar en 1977 (Figura 4.90).

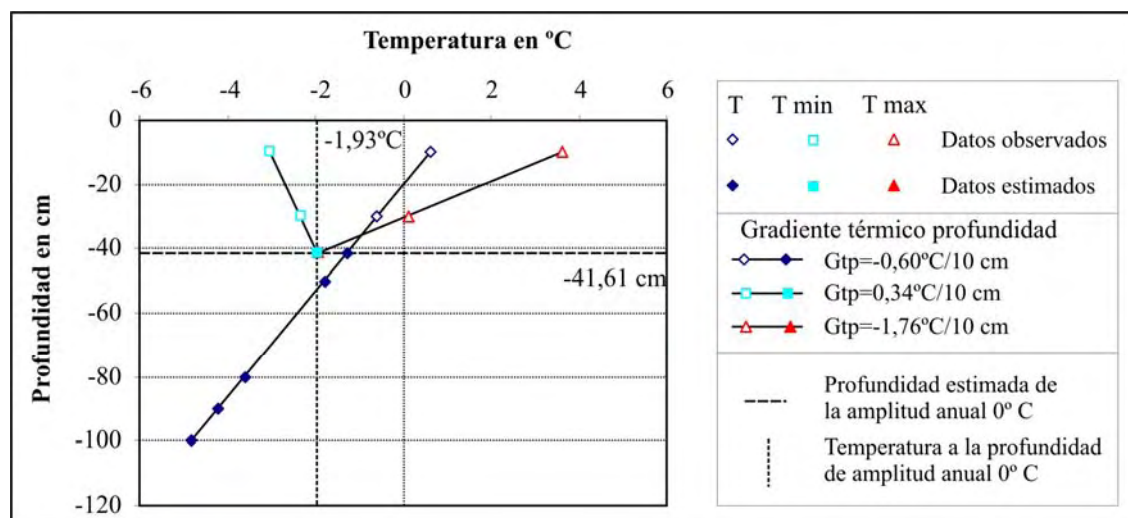


Figura 4.89. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de muestreo Izta4 (4.890 m s.n.m.), con los datos de la serie Ag2002/JI2003.

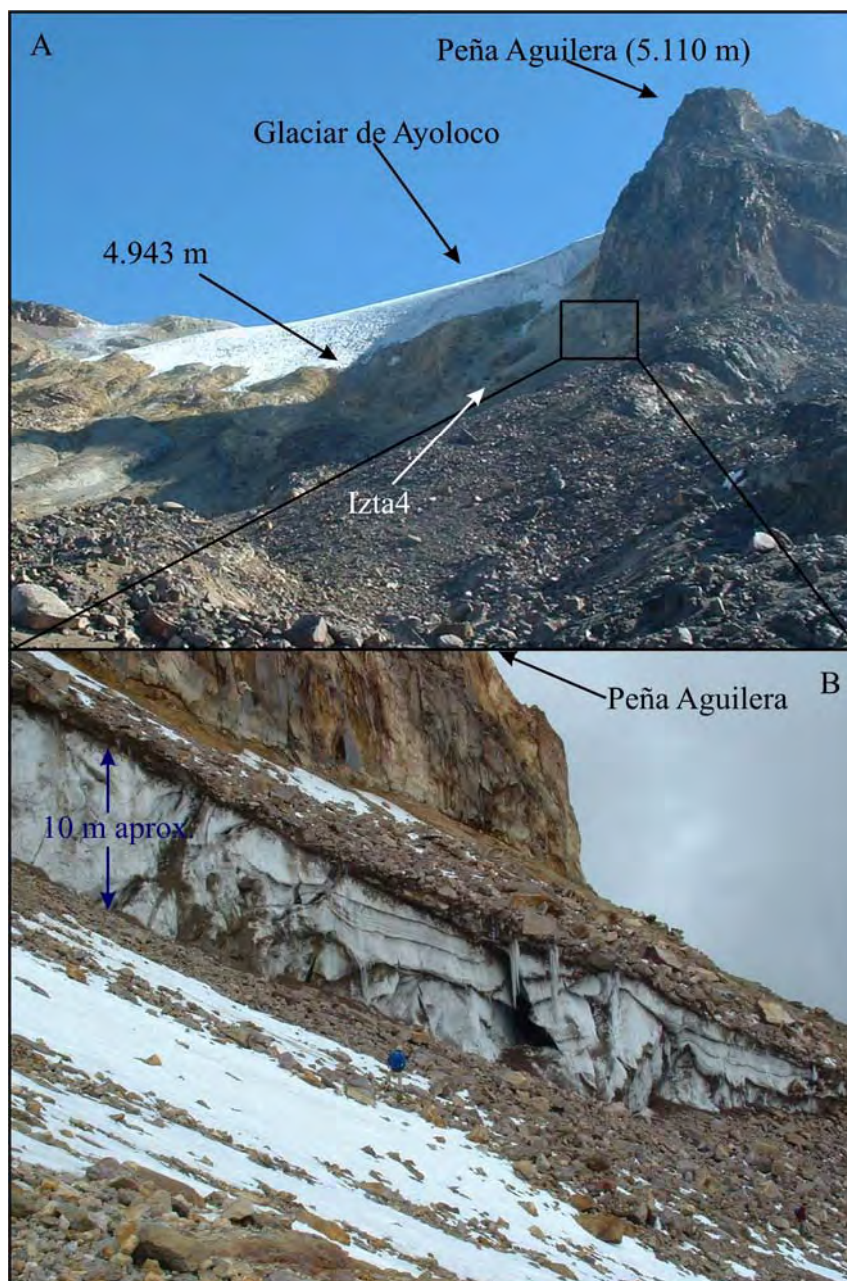


Figura 4.90. A. Localización de la estación Izta4 bajo el glaciar de Ayoloco (Iztaccíhuatl). En 2005, el frente del glaciar se encontraba a 4.943 m. B: Hielo glaciar muerto conservado bajo la pared norte de Peña Aguilera, a 4.900 m s.n.m en el área deglaciada a partir de 1970 del valle del glaciar Ayoloco. (Fotografía: A. D. Palacios, febrero-2005. B. L. Vázquez, julio-2002).

En la estación de muestreo **Izta5**, localizada a 5.020 m s.n.m. (Figuras 4.15 y 4.16), en el área de cumbre de Las Rodillas del Iztaccíhuatl, se instalaron dos sondas: una a 1 m del suelo, para tomar los datos de temperatura del aire, y otra a -20 cm en el interior del suelo. El termómetro de -20 cm no se recuperó en la campaña de recogida de datos, por lo que sólo se tienen medidas de la temperatura del aire entre el 15-02-05 y el 14-02-06 (Figuras 4.91), con un intervalo de muestreo de una medición por cada 72 minutos (20 datos por día).

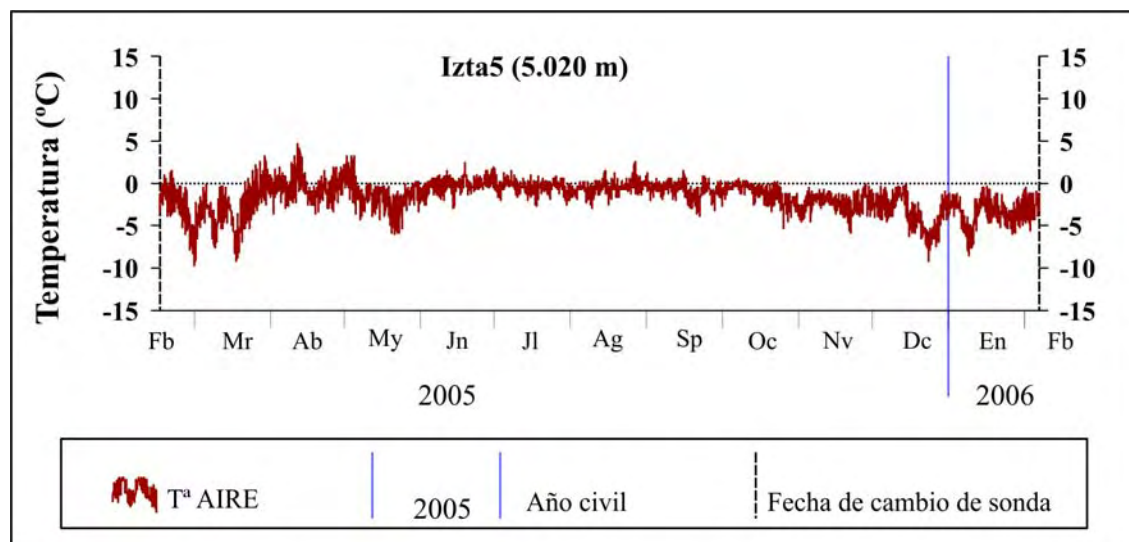


Figura 4.91. Gráfica de los datos tomados por la sonda instalada en el AIRE durante la campaña 2005/06 en la estación Izta5 (5.020 m s.n.m).

En la estación Izta5, el termómetro del aire registró una media anual negativa (Figura 4.92), al igual que todas las medias mensuales (Figura 4.93). Todos los días del año registraron mínimas negativas y experimentaron oscilación térmica, aunque esta fue más acusada durante los meses más fríos. Las amplitudes medias de los meses más cálidos son menores, aunque las mayores oscilaciones diarias se producen durante la primavera (7,36° C el 1 de marzo de 2005).

Serie	Profundidad (cm)	T MEDIA			T ABSOLUTA		AMPLITUD		
		Media	Máx	Mín	Máx	Mín	Media	Máx	Mín
Fb2005/Fb06	AIRE	-1,7	-0,4	-3,0	4,7	-9,7	2,6	7,4	0,4

Figura 4.92. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para la serie anual entre febrero de 2005 y febrero de 2006 de la sonda situada en el AIRE, en la estación Izta5 (5.020 m s.n.m).

Serie Sonda	Fb2005/Fb06 AIRE			
MES	MD	MX	MN	AT
Mr	-3,1	-0,9	-5,1	4,2
Ab	-0,4	1,2	-2,1	3,4
My	-1,5	-0,1	-3,3	3,2
Jn	-0,2	0,8	-1,2	1,9
Jl	-0,4	0,5	-1,3	1,7
Ag	-0,5	0,4	-1,3	1,7
Sp	-0,9	0,1	-1,8	1,9
Oc	-1,2	-0,3	-2,2	1,9
Nv	-2,4	-1,2	-3,5	2,2
Dc	-3,5	-2,2	-4,9	2,7
En	-3,6	-2,1	-4,9	2,8
Fb (*)	-2,8	-0,8	-4,6	3,8
Media	-1,7	-0,4	-3,0	2,6
A anual	3,4			

Figura 4.93. Estadísticos mensuales para la serie anual entre febrero de 2005 y febrero de 2006 de la sonda situada en el AIRE, en la estación Izta5 (5.020 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

(*) Los estadísticos del mes de febrero se calculan con los 15 datos diarios del mes en 2005 y los 15 de 2006.

Durante 212 días al año la temperatura permanece por debajo de 0°C y los meses de noviembre, diciembre y enero no registran ninguna temperatura positiva. En el resto de

días del año (153 días) la temperatura oscila alrededor de 0°C (Figura 4.94). Sólo en un tercio de estos días se registran temperaturas máximas superiores a 1°C.

Suponiendo que la temperatura del suelo se comporte como en la estación de Izta4 en relación con la del aire, cabe esperar que la amplitud diaria sea más reducida y que todas las temperaturas sean negativas en el suelo, por lo que se encontraría permafrost. De hecho, cuando se instaló la sonda en el interior del suelo en el mes de febrero, éste estaba congelado, aunque se desconoce su evolución, ya que el termómetro se perdió por un derrumbe.

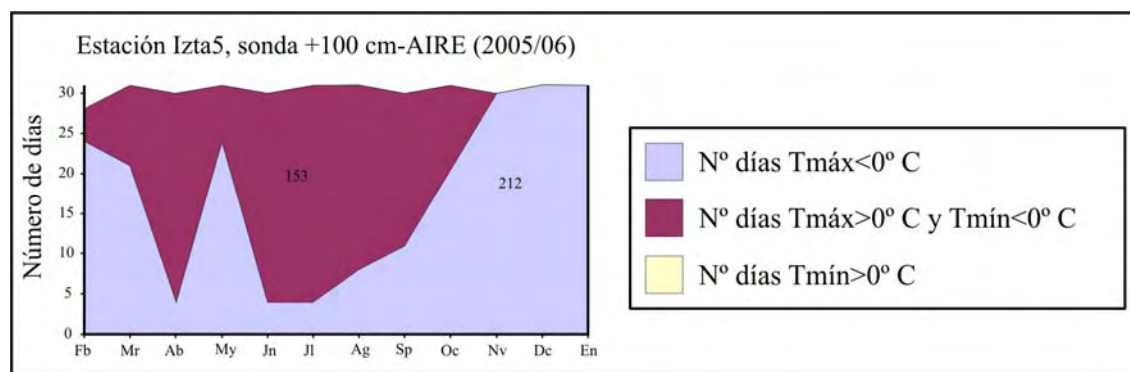


Figura 4.94. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0° C en la estación Izta5 (5.020 m s.n.m.).

B- Gradientes verticales de la temperatura:

De los observatorios instalados en el Iztaccíhuatl, sólo se han tomado datos de la temperatura del aire en los dos más altos: Izta4 (4.890 m) e Izta5 (5.020 m), aunque en periodos de tiempo diferentes. Para calcular la tendencia de la temperatura en su relación con la altitud se han buscado estaciones cercanas de la red del Servicio Meteorológico con registros en las mismas fechas. De esta manera, el observatorio de San Pedro Nexapa (2.620 m s.n.m.) posee datos para las mismas fechas que la estación Izta4 (entre agosto de 2004 y julio de 2005), y el observatorio de Amecameca (2.470 m s.n.m.) recogió temperaturas del aire en el mismo periodo que la estación Izta5 (entre febrero de 2005 y febrero de 2006).

La TMAA en San Pedro Nexapa fue de 15,1°C y la de la estación Izta4, de -0,54°C, con lo que se calculó un gradiente vertical de -0,69°C/100 m de ascenso. Tomando como variable dependiente la TMAA, se ajustó una recta con la ecuación:

$$y=0,007x+33,341$$

con la que se obtuvo un modelo de distribución de las TMAA en el complejo volcánico Popo-Izta (Figura 4.95).

El modelo indica que por encima de 4.812 m de altitud las TMAA son negativas, y por encima de 5.101 m son inferiores a -2°C. El ambiente periglaciario queda delimitado por la isolínea de 4.379 m. Con esta distribución, la población de Amecameca tuvo ese año una TMAA de 16,23°C y en la estación Izta5 se hubiera recogido una TMAA de -1,44°C. Estas temperaturas estimadas se acercan mucho a las medidas en estas estaciones en la serie anual del 15-2-2005 al 14-2-2006, que registraron TMAA de 14,97°C y -1,70°C, respectivamente. Con estos valores se ha desarrollado otro modelo muy similar al anterior (Figura 4.96), donde el gradiente altitudinal marca una razón de -0,61°C/100 m. Según este modelo el piso morfoclimático periglaciario se desarrolla por

encima de 4.438 m, la TMAA es 0°C a 4.931 m y la acción de la helada predomina sobre los 5.260 m, con lo que no tendría presencia en la dorsal del Iztaccíhuatl.

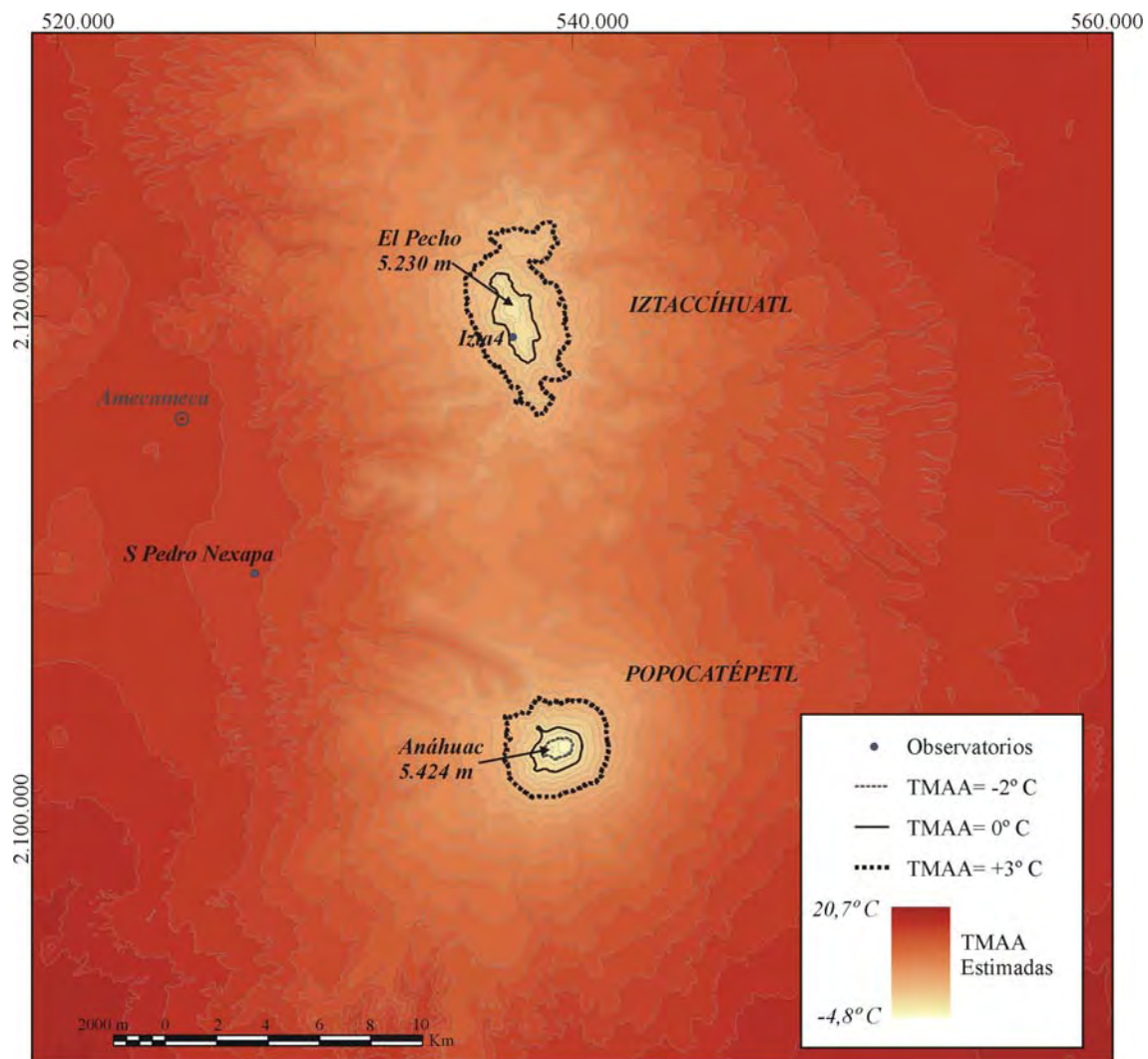


Figura 4.95. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA en el complejo Popo-Izta según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAA de los observatorios de San Pedro Nexapa e Izta4. También se indican las isothermas/isohipsas que marcan el límite inferior del dominio de la helada (-2°C), de los ciclos de congelación y deshielo (0°C) y del ambiente periglaciario (+3°C), según French (2007).

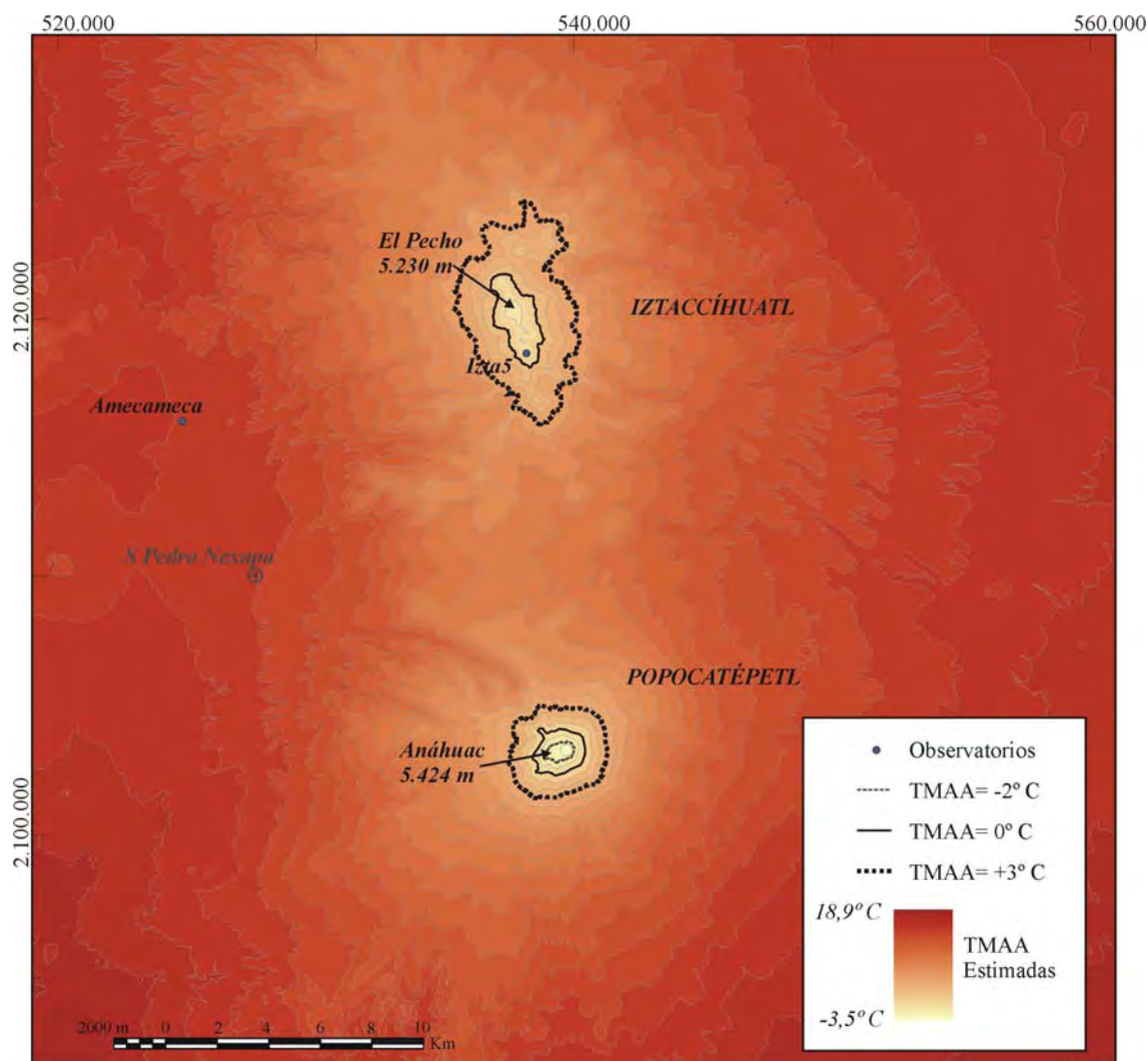


Figura 4.96. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA en el complejo Popo-Izta según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAA de los observatorios de Amecameca e Izta5. También se indican las isothermas/isohipsas que marcan el límite inferior del dominio de la helada (-2°C), de los ciclos de congelación y deshielo (0°C) y del ambiente periglaciario ($+3^{\circ}\text{C}$), según French (2007).

Las únicas sondas que tienen un registro simultáneo de datos de temperatura en el interior del suelo son las instaladas a -10 cm durante la campaña Ag2002/J103, en las estaciones Izta1, 2, 3 y 4. Pero el observatorio Izta3 se encuentra orientado hacia el sur, con lo que distorsionaría un modelo que pretende el mejor ajuste para las orientaciones septentrionales. Las tres TMAA mediadas a -10 cm ($4,48^{\circ}\text{C}$, $2,10^{\circ}\text{C}$ y $0,63^{\circ}\text{C}$ por orden de altura), en relación con la altitud se ajustan a la recta:

$$y = -0,005x + 23,740$$

con un R^2 de 0,89. Según el modelo generado con esta ecuación (Figura 4.97), la TMAA a -10 cm sería negativa por encima de 4.973 m e inferior a -2°C sobre la isohipsa de 5.392 m , con lo que no se encontraría este caso en el Iztaccíhuatl.

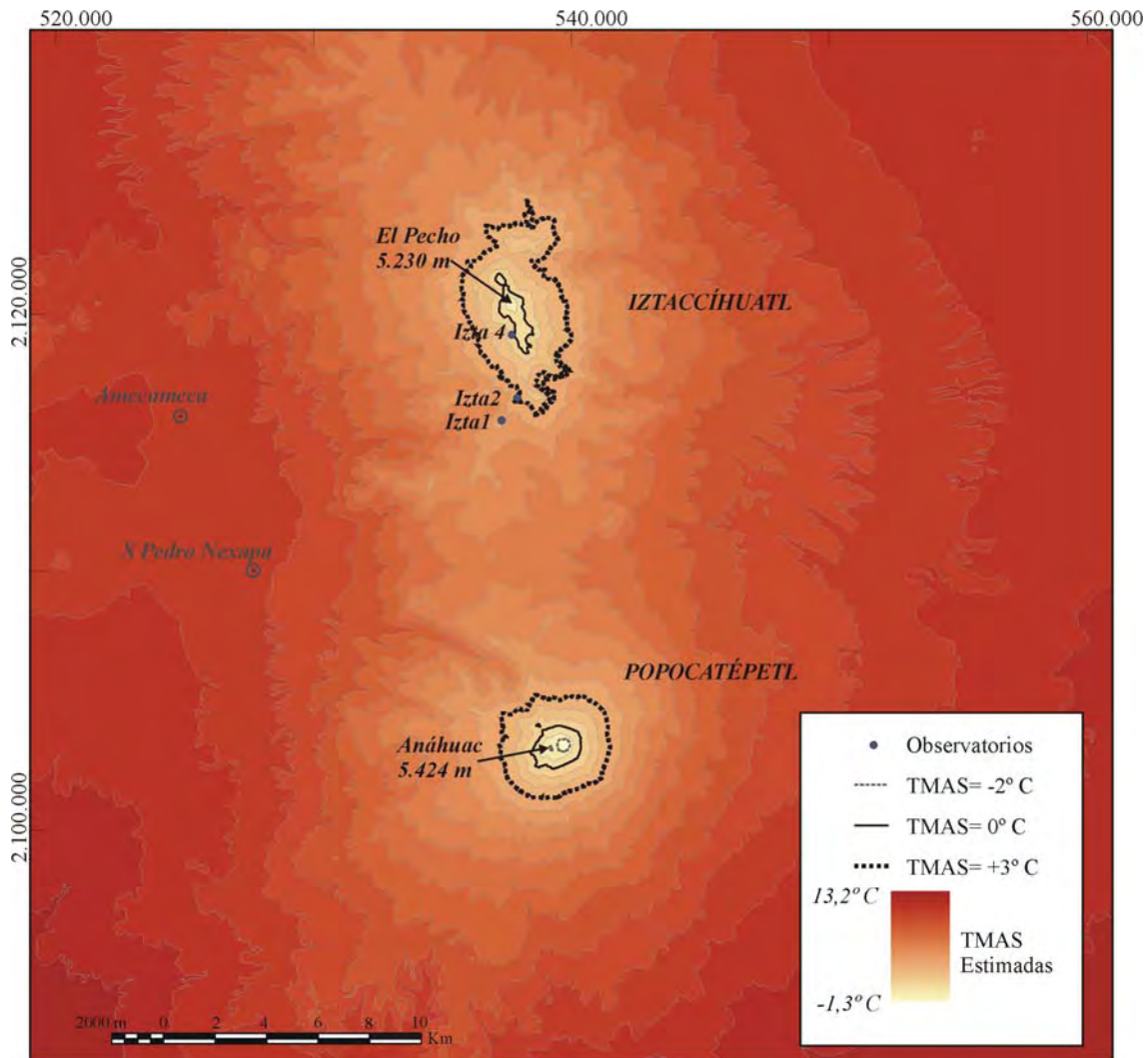


Figura 4.97. Modelo de distribución altitudinal de las TMAS en el complejo Popo-Izta según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAS a -10 cm de los observatorios Izta1, 2 y 4 de la serie Ag2002/JI03. Como referencia se indican las isoterms de -2°C, 0°C y +3°C.

C- Modelo de distribución del permafrost según Abramov *et al.* (2008):

Con los datos de temperaturas observados en la ladera occidental del Iztaccíhuatl se han desarrollado dos modelos siguiendo la metodología propuesta por Abramov *et al.* (2008). Para la realización del primero se han empleado los siguientes parámetros de entrada:

- El modelo de radiación solar directa media anual (en W/m^2) generado con ArcGis para el periodo anual Ag2002/JI03.
- El modelo de distribución de TMAA elaborado a partir de los datos de temperaturas de la estación Izta4 y de la de San Pedro Nexapa (Figura 4.95).
- La constante representada por la pendiente de la recta que relaciona ΔT (diferencia entre la TMAA estimada y la TMAS medidas en los puntos de muestreo) y RAD (radiación solar directa media anual, en W/m^2), donde se tomaron las TMAS medidas a -10 cm en las estaciones Izta1, 2 y 4. La pendiente dio un resultado de 0,002, con un coeficiente de determinación para la recta de ajuste de 0,70.

Como resultado se obtuvo la distribución de la figura 4.98, donde se separaron las áreas de permafrost aislado (con TMAAS estimadas entre 0 y 2°C), áreas de permafrost discontinuo (con TMAAS estimadas entre 0 y -2°C) y áreas de permafrost continuo (con TMAAS inferiores a -2°C) (Figura 4.99).

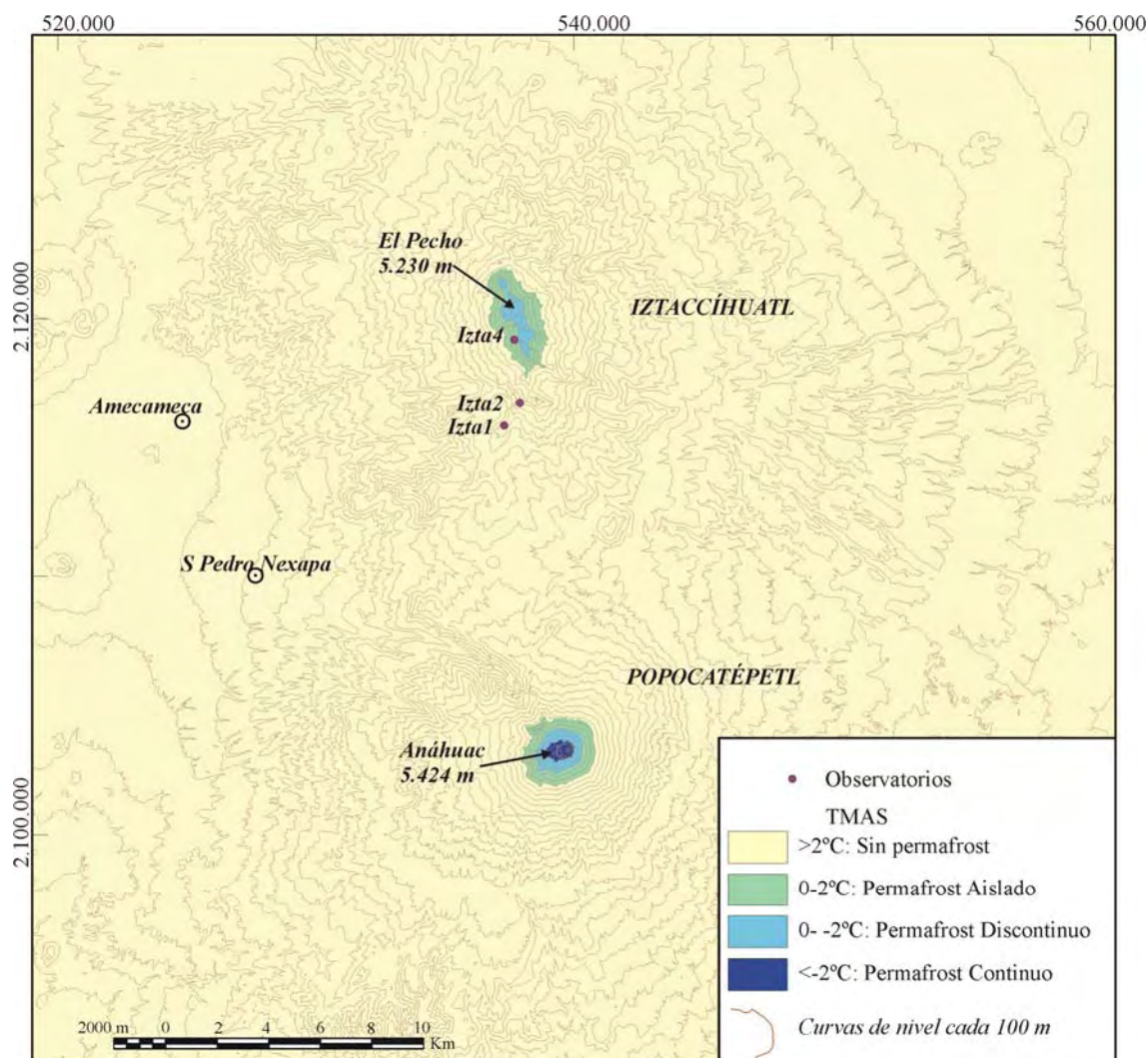


Figura 4.98. Modelo de distribución de TMAAS según el método propuesto por Abramov *et al.* (2008), en el área del complejo volcánico Popo-Izta, a partir de las TMAA estimadas con los valores de las TMAA de los observatorios de San Pedro Nexapa e Izta4 (Figura 4.95), las TMAAS a -10 cm observadas en las estaciones Izta1, 2 y 4 y el modelo de radiación solar directa media anual.

TMAAS (°C)	Altitud (m) según orientación				Superficie (m ²)		
	N	E	S	W	TOTAL	POPO	IZTA
<i>Aislado</i> +2 / 0	4.700	4.760	4.740	4.740	6.346.193	3.031.795	3.314.398
<i>Discontinuo</i> 0 / -2	5.000	5.020	5.060	5.060	2.304.448	1.411.312	893.136
<i>Continuo</i> < -2	5.234	5.305	5.315	5.329	38.5856	38.5856	0
Área total					9.036.498	4.828.964	4.207.534

Figura 4.99. En la tabla se indica el límite altitudinal inferior (en m s.n.m.) de cada una de las categorías establecidas por Abramov *et al.* (2008), según el modelo de TMAAS estimadas, en el Iztaccíhuatl. En la última columna se anotan las superficies planimétricas (en m²) ocupadas por cada uno de los tipos de permafrost en las cumbres del complejo volcánico Popo-Izta. En este caso la estimación se ha realizado con del modelo de distribución de TMAA de las estaciones San Pedro Nexapa e Izta4 y las TMAAS de -10 cm.

3.3.- Presencia del suelo helado en el volcán Misti

La toma de temperaturas en el volcán Misti comenzó en agosto de 2004 en tres estaciones localizadas en su ladera septentrional numeradas del 1 al 3, según su disposición altitudinal. Dependiendo de las posibilidades de transporte y personal se realizaron los vaciados y cambios de localización de las sondas, que no necesariamente fueron anuales. Así, sólo se tiene una serie anual común a las estaciones 1, 2 y 3 con dos registros en el interior del suelo, *desde el 1-9-2004 hasta el 31-8-2005*, con las que se han realizado los gradientes térmicos de profundidad. Además, en cada una de las estaciones se dispone de otras series anuales elaboradas a partir de datos capturados por las sondas del aire y de diversas profundidades en el suelo. Por otra parte, los termómetros de la estación Misti3 se movieron a la localización Misti4 en septiembre de 2008, con la misma altitud pero alejados de las fumarolas que estaban influyendo en la toma de datos.

A- Comportamiento térmico del suelo:

En la estación **Misti1** (4.726 m) (Figuras 4.19 y 4.21) se han obtenido datos de temperaturas del aire y del interior del suelo a -10 y a -60 cm con la siguiente periodicidad (Figuras 4.25 y 4.100):

- Entre el 25-7-2004 y el 2-12-2005 se han obtenido valores de temperatura de las sondas instaladas a -10 y a -60 cm en el interior del suelo con un intervalo de 90 minutos (16 datos por día).
- Entre el 5-9-2007 y el 22-9-2008 se registraron datos de temperatura en las sondas instaladas en el aire (+100 cm) y en el suelo a -60 cm de profundidad con un intervalo de 30 minutos (48 datos por día).

De estas colecciones de datos se han extraído dos series anuales: la serie de referencia entre el 1-09-2004 y el 31-08-2005, para los datos registrados por los termómetros del suelo a -10 y -60 cm, y otra complementaria entre el 15-09-2007 y el 14-09-2008, para los valores de temperatura recogidos con las sondas de aire y -60 cm.

Durante la serie anual 2004/05 se observa que la TMAAS aumenta ligeramente con la profundidad (Figuras 4.100 y 4.101), a la vez que se reducen considerablemente las amplitudes térmicas diarias. En la distribución anual (Figura 4.102), la máxima mensual se produce en noviembre, final de la primavera austral, tanto a -10 como a -60 cm, con tan sólo una décima de diferencia. Por el contrario, la media mensual más baja se registra en febrero (10,3°C) a -10 cm, aunque se aprecia un mínimo secundario en el mes de junio (10,4°C). A -60 cm, la media mensual más baja se produce en julio (11,2°C), con una mínima secundaria en febrero (11,6°C). Hay que tener en cuenta que las diferencias térmicas a lo largo del año a esta latitud son pequeñas (2°C en la estación de Arequipa, Figura 4.8) y que las escasas precipitaciones, que se producen en enero y febrero, pueden modificar la localización de la media mensual más baja.

En cuanto a la amplitud térmica se advierte que a -10 cm la diferencia entre las máximas y las mínimas es menor en los meses más fríos, mientras que el contraste se aminora a -60 cm, con amplitudes de 0,5°C en los meses más cálidos, frente a 0,2°C en los más fríos.

En la serie 2007/08 la TMAA resultó ser 4,4°C inferior a la registrada en el suelo a -60 cm (Figura 4.101). Por el contrario, la oscilación térmica diaria media observada en el aire (11,1°C) fue superior a la del interior del suelo de las dos series anuales tratadas. En la distribución anual de las temperaturas del aire (Figura 4.103), la media

mensual más alta se dio a principios de otoño ($8,2^{\circ}\text{C}$ en abril), aunque se observó una máxima secundaria en primavera ($7,9^{\circ}\text{C}$ en octubre). A -60 cm los registros se invirtieron, la máxima se localizó en primavera y la máxima secundaria en otoño. La media mensual más baja se produjo en enero (verano austral), tanto en el aire como en el interior del suelo, pero mientras que en el aire la máxima absoluta se anotó en agosto ($-4,1^{\circ}\text{C}$), a -60 cm se presentó en enero ($6,8^{\circ}\text{C}$). A pesar de esta mínima tan clara, se aprecia una ligera reducción de las temperaturas durante el invierno, con mínimas secundarias en agosto ($7,2^{\circ}\text{C}$ en el aire) y junio ($10,3^{\circ}\text{C}$ en el suelo).

Tan sólo, en la serie anual 2007/08 se contabilizaron 22 días en los que la temperatura del aire osciló alrededor de 0°C (de mayo a octubre), mientras que a -60 cm no se registró ninguna temperatura negativa, al igual que sucedió en el interior del suelo (-10 y -60 cm) durante el periodo analizado en 2004/05. Esto indica la escasa influencia de las temperaturas mínimas del aire en el interior del suelo.

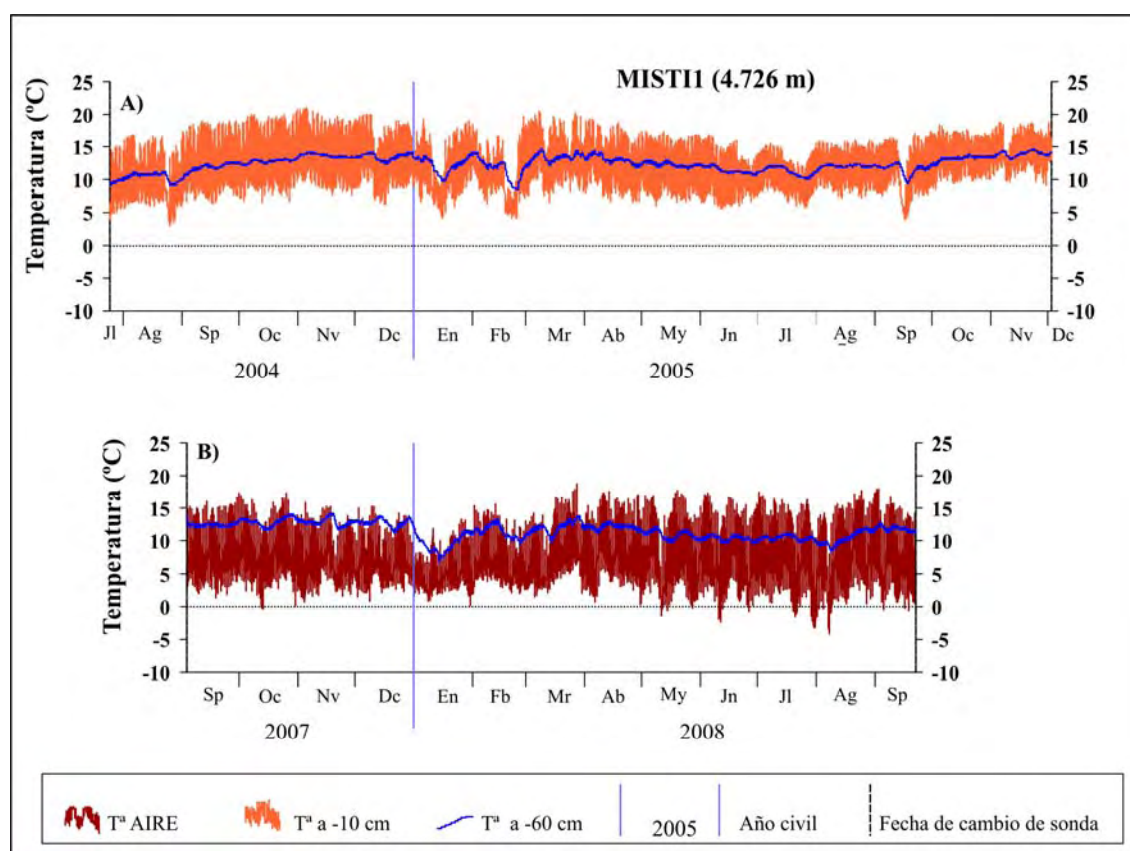


Figura 4.100. A) Gráficas de los datos tomados por las sondas instaladas a 10 y 60 cm de profundidad en el suelo durante la campaña 2004/05 y B) gráficas de los datos tomados por las sondas instaladas en el AIRE y a 60 cm de profundidad en la estación Misti1 (4.726 m s.n.m).

Serie	Profundidad (cm)	T MEDIA			T ABSOLUTA		AMPLITUD		
		Media	Máx	Mín	Máx	Mín	Media	Máx	Mín
Sp2004/Ag05	10	12,0	16,6	8,0	21,1	4,2	8,6	12,1	1,6
Sp2004/Ag05	60	12,4	12,6	12,2	14,7	8,4	0,3	1,5	0,0
Sp2007/Sp08	AIRE	7,1	13,7	2,6	18,8	-4,1	11,1	15,8	4,4
Sp2007/Sp08	60	11,5	11,7	11,2	14,1	6,8	0,6	1,1	0,2

Figura 4.101. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre septiembre de 2004 y agosto de 2005; y entre septiembre de 2007 y septiembre de 2008 de las sondas situadas en el AIRE y a -10 y -60 cm, en la estación Misti1 (4.726 m s.n.m).

Serie Sonda	Sp2004/Ag05 -10 cm				Sp2004/Ag05 -60 cm			
MES	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT
Sp	12,3	18,1	7,7	10,4	11,8	12,0	11,7	0,3
Oc	13,2	19,2	8,2	11,0	12,8	12,9	12,6	0,2
Nv	13,8	19,3	9,1	10,3	13,7	13,8	13,6	0,2
Dc	13,1	17,9	8,7	9,2	13,5	13,7	13,3	0,3
En	11,3	15,4	7,6	7,8	12,2	12,5	12,0	0,5
Fb	10,3	13,8	7,3	6,4	11,6	11,8	11,3	0,5
Mr	13,2	17,9	9,2	8,7	13,4	13,6	13,2	0,5
Ab	12,4	17,2	8,1	9,1	13,1	13,3	12,8	0,5
My	11,6	16,4	7,5	8,9	12,3	12,5	12,1	0,4
Jn	10,4	14,6	6,7	7,9	11,4	11,5	11,2	0,3
Jl	10,6	13,7	7,6	6,1	11,2	11,3	11,1	0,3
Ag	11,9	15,3	8,4	6,9	12,0	12,1	11,9	0,2
Media	12,0	16,6	8,0	8,6	12,4	12,6	12,2	0,3
A anual	3,5				2,5			

Figura 4.102. Estadísticos mensuales para la serie anual entre septiembre de 2004 y agosto de 2005 de las sondas situadas a -10 y -60 cm, en la estación Misti1 (4.726 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

Serie Sonda	Sp2007/Sp08 AIRE				Sp2007/Sp08 -60 cm			
MES	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT
Sp (*)	7,8	15,1	2,7	12,4	12,2	12,5	11,9	0,5
Oc	7,9	14,6	3,4	11,3	12,9	13,1	12,7	0,5
Nv	6,9	13,1	2,7	10,3	12,9	13,2	12,6	0,5
Dc	6,6	12,3	3,3	9,0	12,8	13,0	12,5	0,5
En	4,8	9,5	2,4	7,1	9,6	10,0	9,4	0,6
Fb	6,3	12,4	3,4	9,0	11,3	11,7	11,0	0,7
Mr	7,4	13,9	3,9	10,0	12,0	12,4	11,6	0,7
Ab	8,2	15,2	3,5	11,7	12,1	12,4	11,8	0,6
My	7,3	14,5	1,9	12,7	10,9	11,2	10,6	0,6
Jn	7,3	14,8	1,7	13,0	10,3	10,6	10,1	0,5
Jl	7,3	14,7	1,3	13,4	10,4	10,7	10,2	0,5
Ag	7,2	14,4	1,3	13,1	10,4	10,7	10,1	0,6
Media	7,1	13,7	2,6	11,1	11,5	11,8	11,2	0,6
A anual	3,4				2,5			

Figura 4.103. Estadísticos mensuales para la serie anual entre septiembre de 2007 y septiembre de 2008 de las sondas situadas en el AIRE y a -60 cm, en la estación Misti1 (4.726 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

(*) Los estadísticos del mes de septiembre se calculan con los 16 datos diarios del mes en 2007 y los 14 de 2008.

Teniendo en cuenta los datos obtenidos en la serie anual comprendida entre el 1-09-2004 y 31-08-2005 para las sondas de -10 y -60 cm se observa que la temperatura media mensual asciende con la profundidad en los primeros centímetros del suelo a razón de 0,08° C por cada 10 cm.

Si se supone una tendencia lineal de disminución de temperaturas (Figura 4.104) se tiene que la amplitud anual cero se localiza a una profundidad aproximada de -182,78 cm, donde la temperatura media del mes más frío y la del mes más cálido coinciden en 13,29° C. Con estas observaciones no parece probable que en esta localidad se pueda desarrollar permafrost. Ni siquiera la superficie del suelo sufre ciclos de hielo/deshielo.

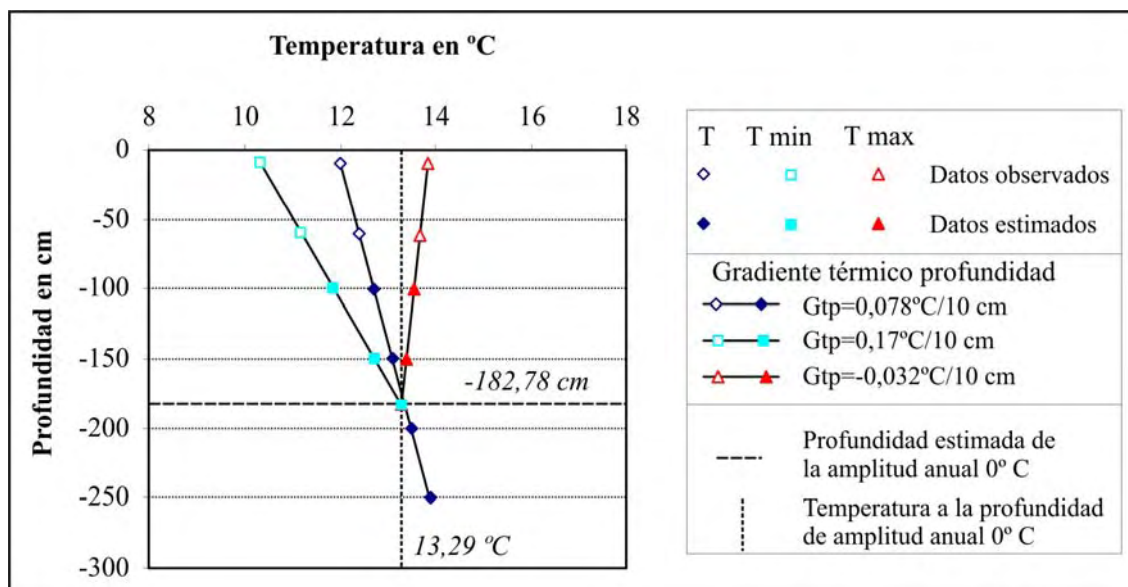


Figura 4.104. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de observación Misti1 (4.726 m snm), con los datos de la serie 1-09-04/31-08-05.

Durante el trabajo de campo de julio de 2004 se instalaron tres sondas en la estación **Misti2** (5.455 m s.n.m.) (Figuras 4.19 y 4.21) que registraron la temperatura del aire y del suelo en los siguientes intervalos (Figura 4.105):

- La sonda del aire recogió datos entre el 25-7-2004 y el 22-9-2008.
- La sonda más cercana a la superficie se instaló en la primera campaña a -10 cm y en la segunda se cambió a -5 cm, de forma que entre el 25-7-2004 y el 8-11-2005 se tomaron datos a -10 cm y entre el 9-11-2005 al 22-11-2006, a -5 cm. La sonda se mantuvo en la siguiente campaña, pero no funcionó y se retiró en septiembre de 2007.
- A -30 cm se colocó una sonda que capturó datos entre el 25-7-2004 y el 22-9-2008.

Durante la primera campaña las sondas midieron la temperatura cada 90 minutos (16 datos diarios), durante la segunda lo hicieron con una periodicidad de 72 minutos (20 datos por día) y a partir de noviembre de 2006 anotaron 48 datos diarios (cada 30 minutos).

De estas colecciones de datos se han extraído las siguientes series anuales:

- Entre el 1-9-2004 al 31-8-2005 para las sondas del aire, -10 y -30 cm
- Entre el 10-11-2005 y el 9-11-2006 para las posiciones del aire, -5 y -30 cm.
- Entre 1-9-2006 y el 31-8-2007 y entre el 1-9-2007 y el 31-8-2008 para las sondas del aire y de -30 cm.

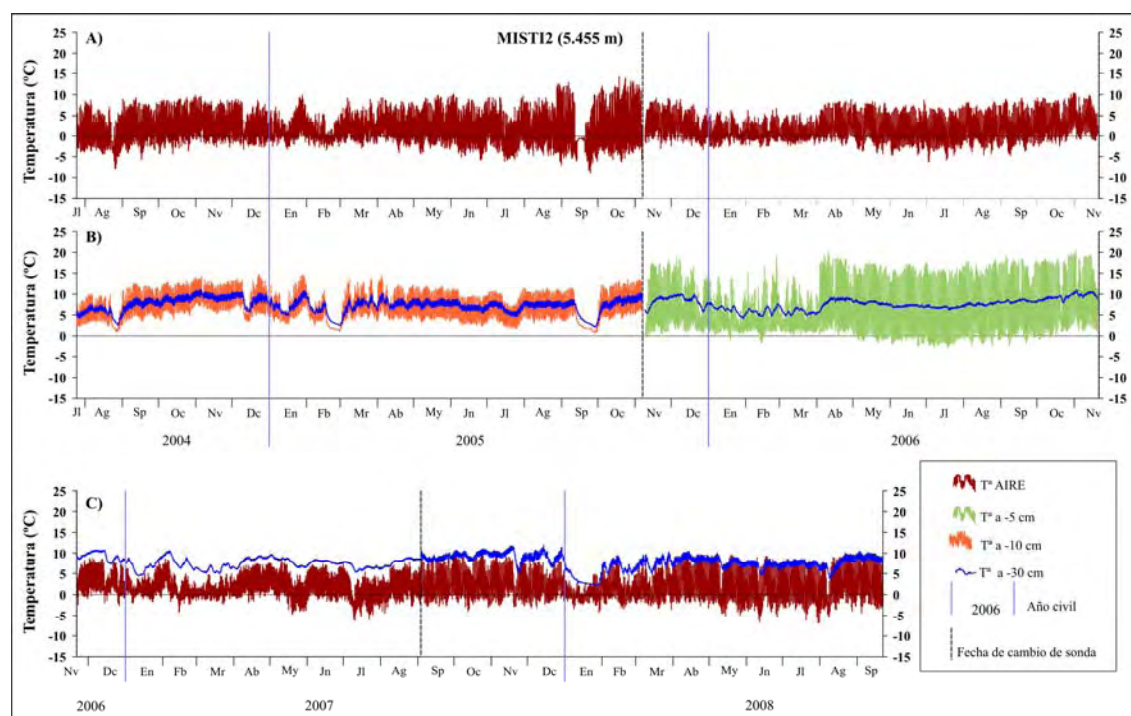


Figura 4.105. A) Gráfica de los datos tomados por la sonda del aire entre el 25-7-2004 y el 22-11-2006. B) Gráficas de los datos tomados por la sonda instalada a -10 cm durante la campaña 2004/05; por la sonda -5 cm, durante la campaña 2005/6; y por la sonda de -30 cm, en ambas campañas. C) Gráficas de los datos tomados por las sondas del aire y de -30 cm de profundidad en el suelo durante las campañas 2006/07 y 2007/08.

Serie	Profundidad (cm)	T MEDIA			T ABSOLUTA		AMPLITUD		
		Media	Máx	Mín	Máx	Mín	Media	Máx	Mín
Sp2004/Ag05	AIRE	1,7	6,8	-2,1	12,6	-6,1	9,0	18,1	2,2
Sp2004/Ag05	10	7,2	7,2	4,5	14,7	1,2	5,9	9,1	0,0
Sp2004/Ag05	30	7,6	8,4	6,9	11,1	2,6	1,5	2,6	0,0
Nv2005/Nv06	AIRE	1,7	6,1	-1,7	10,3	-6,3	7,8	11,6	1,6
Nv2005/Nv06	5	6,1	14,1	0,5	20,5	-2,8	13,6	19,4	2,0
Nv2005/Nv06	30	7,5	7,7	7,3	11,1	4,2	0,4	1,0	0,0
Sp2006/Ag07	AIRE	1,9	5,5	-1,0	10,3	-6,2	6,6	11,2	1,9
Sp2006/Ag07	30	8,0	8,1	7,8	11,1	4,4	0,4	1,4	0,0
Sp2007/Ag08	AIRE	1,8	6,7	-2,0	10,2	-6,9	8,7	12,9	2,3
Sp2007/Ag08	30	7,7	8,5	7,0	12,0	2,2	1,4	2,7	0,0

Figura 4.106. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre septiembre de 2004 y agosto de 2005; entre noviembre de 2005 y noviembre de 2006; entre septiembre de 2006 y agosto de 2007; y entre septiembre de 2007 y agosto de 2008, de las sondas situadas en el aire y a -5, -10 y -30 cm, en la estación Misti2 (5.455 m s.n.m).

Las TMAA de las cuatro series anuales son muy parecidas, con oscilaciones térmicas diarias medias que varían entre los 9,0°C y los 6,6°C (Figura 4.106). En el reparto anual de medias mensuales (Figuras 4.107, 4.108 y 4.109) se observa una pauta similar en la localización de las máximas, que se producen en el mes de noviembre, excepto en la serie 2007/08, cuando se registran en abril (aunque la máxima secundaria se produce en octubre). Las mínimas tienen lugar en el mes de enero o febrero, excepto para la serie 2006/07, en la que es el mes de julio el que sufre temperaturas más bajas, al igual que la serie normal de Arequipa (Figura 4.8).

Las TMAS son más elevadas que las observadas en el aire (Figura 4.106) y en las estaciones en las que hay dos sondas en el suelo a distintas profundidades se puede

observar que la temperatura aumenta con la profundidad. La amplitud diaria media es más acusada a -5 cm (13,6°C) en el suelo que en el aire (7,8°C). Esto es debido a que la sonda del aire se instala a la sombra, mientras que la superficie del suelo recibe la radiación solar de forma directa. Según aumenta la profundidad se aprecia una disminución en las amplitudes diarias (0,4°C a -30 cm en la serie Nv2005/Nv06).

Serie Sonda	Sp2004/Ag05 AIRE				Sp2004/Ag05 -10 cm				Sp2004/Ag05 -30 cm			
MES	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT
Sp	1,8	7,4	-2,6	10,1	7,6	11,3	4,4	6,8	7,7	8,5	6,9	1,6
Oc	2,5	8,2	-1,9	10,1	8,8	12,3	5,5	6,8	8,8	9,6	8,0	1,7
Nv	2,8	7,8	-1,2	9,0	9,5	12,6	6,5	6,1	9,5	10,2	8,8	1,5
Dc	1,9	6,4	-1,8	8,2	8,3	11,4	5,6	5,9	8,6	9,4	7,9	1,5
En	1,6	5,4	-1,3	6,7	7,0	9,9	4,6	5,3	7,3	8,1	6,6	1,5
Fb	0,4	3,2	-1,8	5,0	4,4	5,6	3,2	2,4	5,5	6,0	5,1	0,9
Mr	1,8	6,0	-1,2	7,2	7,0	9,8	4,5	5,3	7,1	7,9	6,4	1,5
Ab	2,2	7,3	-1,3	8,6	7,4	10,9	4,5	6,3	7,8	8,6	7,0	1,6
My	2,0	7,8	-2,2	9,9	7,4	11,1	4,2	6,9	7,9	8,6	7,1	1,6
Jn	1,1	7,5	-3,4	10,9	6,2	9,6	3,2	6,4	7,0	7,7	6,2	1,5
Jl	0,7	6,6	-3,5	10,1	6,0	9,1	3,1	6,0	6,6	7,2	5,9	1,4
Ag	1,3	8,1	-3,5	11,5	7,3	10,7	4,1	6,5	7,6	8,3	6,8	1,5
Media	1,7	6,8	-2,1	9,0	7,2	10,3	4,4	5,9	7,6	8,4	6,9	1,5
A anual	2,4				5,1				4,0			

Figura 4.107. Estadísticos mensuales para las series anuales entre septiembre de 2004 y agosto de 2005 de las sondas situadas en el aire y a -10 y -30 cm en la estación Misti2 (5.455 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

Serie Sonda	Nv2005/Nv06 AIRE				Nv2005/Nv06 -5 cm				Nv2005/Nv06 -30 cm			
MES	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT
Nv (*)	3,2	7,7	-0,3	8,1	7,3	15,5	1,7	13,7	8,7	9,0	8,5	0,5
Dc	2,0	6,0	-1,2	7,2	6,8	13,1	2,0	11,1	8,7	8,9	8,4	0,5
En	0,6	3,7	-1,7	5,4	4,1	8,9	1,1	7,8	6,4	6,5	6,2	0,4
Fb	0,7	4,1	-1,5	5,5	4,5	10,2	1,0	9,1	5,9	6,1	5,7	0,4
Mr	0,7	3,8	-1,3	5,1	4,0	8,6	1,2	7,5	5,8	6,0	5,7	0,3
Ab	2,5	6,9	-0,8	7,8	7,6	16,4	1,5	15,0	8,1	8,3	7,9	0,4
My	1,9	6,9	-1,9	8,9	6,5	16,0	-0,3	16,3	8,0	8,2	7,8	0,4
Jn	1,2	6,2	-2,8	9,0	5,9	15,5	-0,9	16,4	7,2	7,3	7,0	0,4
Jl	0,7	6,0	-3,3	9,3	5,5	15,2	-1,6	16,8	6,8	7,0	6,6	0,4
Ag	1,7	6,8	-2,1	8,9	6,4	16,1	-0,5	16,7	7,6	7,7	7,4	0,3
Sp	1,9	7,1	-2,1	9,2	6,7	16,4	0,1	16,3	8,3	8,4	8,1	0,3
Oc	2,9	8,1	-0,9	9,0	7,5	17,0	1,0	16,1	9,0	9,2	8,8	0,4
Media	1,7	6,1	-1,7	7,8	6,1	14,1	0,5	13,6	7,5	7,7	7,3	0,4
A anual	2,5				3,5				3,2			

Figura 4.108. Estadísticos mensuales para las series anuales entre noviembre de 2005 y noviembre de 2006 de las sondas situadas en el aire y a -5 y -30 cm, en la estación Misti2 (5.455 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual. (*) Los estadísticos del mes de noviembre se calculan con los 21 datos diarios del mes en 2005 y los 9 de 2006.

Serie Sonda	Sp2006/Ag07 AIRE				Sp2006/Ag07 -30 cm				Sp2007/Ag08 AIRE				Sp2007/Ag08 -30 cm			
MES	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT
Sp	1,9	7,1	-2,1	9,2	8,3	8,4	8,1	0,3	2,3	7,2	-1,6	8,8	8,8	9,4	8,2	1,2
Oc	2,9	8,1	-0,9	9,0	9,0	9,2	8,8	0,4	2,7	8,0	-1,4	9,4	9,6	10,3	9,0	1,3
Nv	3,3	7,5	0,1	7,5	9,8	10,0	9,5	0,5	2,5	7,5	-1,4	8,9	9,4	10,1	8,6	1,5
Dc	3,2	6,6	0,1	6,5	9,4	9,6	9,1	0,5	2,2	6,5	-1,3	7,8	9,2	10,2	8,3	1,9
En	1,6	4,1	-0,4	4,6	6,7	6,9	6,5	0,4	0,2	2,5	-1,7	4,2	3,7	4,0	3,6	0,4
Fb	1,5	4,3	-0,7	4,9	8,1	8,4	7,9	0,5	1,1	4,8	-1,7	6,5	6,5	7,3	5,8	1,5
Mr	0,7	2,8	-1,0	3,7	6,1	6,3	5,9	0,4	1,4	5,6	-1,8	7,4	7,6	8,6	6,9	1,7
Ab	2,6	6,0	-0,2	6,2	8,1	8,3	8,0	0,4	2,8	8,3	-1,3	9,6	8,7	9,6	7,8	1,8
My	1,5	5,2	-1,5	6,7	8,1	8,2	7,9	0,4	1,7	7,7	-2,8	10,5	7,8	8,5	7,0	1,5
Jn	2,4	5,9	-0,9	6,8	7,8	7,9	7,6	0,3	1,4	7,4	-3,1	10,5	7,0	7,7	6,3	1,4
Jl	0,1	3,6	-3,0	6,6	6,6	6,8	6,4	0,3	1,7	7,6	-3,0	10,6	7,4	8,1	6,6	1,5
Ag	1,7	5,4	-1,6	7,0	7,7	7,9	7,6	0,3	1,9	7,5	-2,6	10,1	7,3	8,1	6,4	1,6
Media	2,0	5,5	-1,0	6,6	8,0	8,2	7,8	0,4	1,8	6,7	-2,0	8,7	7,7	8,5	7,0	1,4
A anual	3,2				3,7				2,7				5,9			

Figura 4.109. Estadísticos mensuales para las series anuales entre septiembre de 2006 y agosto de 2007; y entre septiembre de 2007 y agosto de 2008 de las sondas situadas el aire y a -10 y -30 cm en la estación Misti2 (5.455 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

Las medias mensuales máximas y mínimas a lo largo del año en el interior del suelo se producen a la vez que las del aire en el caso de la serie 2004/05, pero en el resto de los años estudiados no coinciden necesariamente, sino que en la mayoría de las ocasiones se relacionan con las medias mensuales máximas o mínimas secundarias del aire. En cualquier caso, tanto las medias mensuales máximas como las mínimas son más elevadas en el interior del suelo que en el aire, y las oscilaciones anuales del suelo son también superiores a las observadas en el aire. La diferencia entre las máximas del aire y las del suelo es especialmente acusada, por lo que las amplitudes anuales del suelo son superiores a las del aire.

En las temperaturas diarias de la serie 2004/05 se observa que la oscilación diaria en el suelo a -10 cm se hace prácticamente nula entre los días 18 y 28 de febrero de 2005, y -30 cm, entre los días 19 de febrero y 1 de marzo (Figura 4.110), lo que es indicativo de la existencia de un aislante térmico del suelo. Por otra parte, en el aire (Figura 4.110 A) se aprecia una reducción de la amplitud térmica diaria, en especial con la bajada de las máximas, y prueba de ello es que el 20 de febrero se registra la amplitud diaria más baja de la serie anual considerada. Pero esta situación no es uniforme, tal vez debido a que la nieve no se acumuló encima de la sonda o no permaneció el tiempo suficiente. Los datos de precipitaciones de la estación de Aguada Blanca indican que entre el 17 al 21 de febrero de 2005 se recogieron distintas cantidades de precipitación, que pudieron ser en forma de nieve o granizo en la altura considerada. La misma situación se observa durante los días 15 y 19 de septiembre de 2005 (Figura 4.111). En ambos casos, en el aire se registran mínimas negativas, y en septiembre también lo fueron las máximas; mientras que en el suelo, el aislamiento térmico influye bajando las medias diarias, pero estas quedan por encima de 0°C y aumentan con la profundidad.

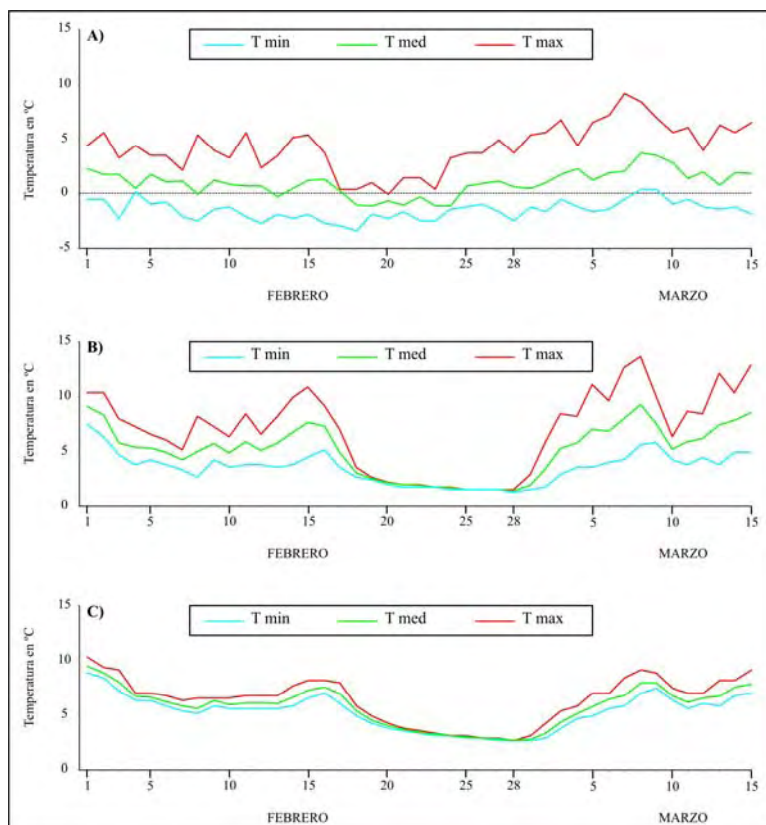


Figura 4.110. Temperaturas mínimas, máximas y medias diarias del aire (A), a -10 cm (B) y a -30 cm (C) de profundidad del 1 de febrero al 15 de 2005, en la estación de sondeo Misti2 (5.455 m s.n.m).

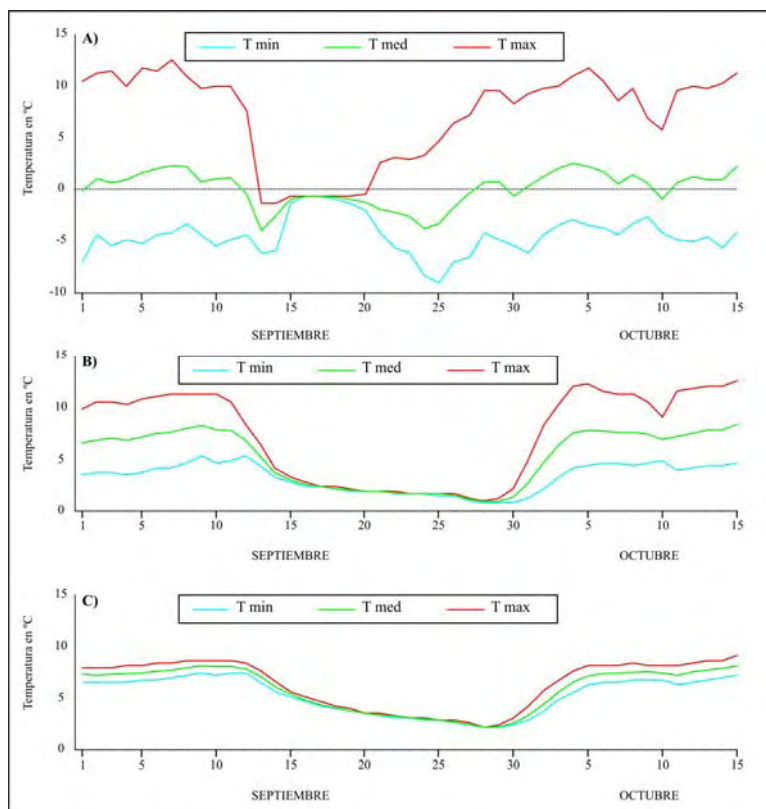


Figura 4.111. Temperaturas mínimas, máximas y medias diarias del aire (A), a -10 cm (B) y a -30 cm (C) de profundidad entre el 1 de septiembre y el 15 de octubre 2005, en la estación de sondeo Misti2 (5.455 m s.n.m).

En todas las series analizadas la sonda instalada en el aire recogió un elevado número de días con ciclo de hielo/deshielo, de forma que entre el 75,1% (Sp2006/Ag07, Figura 4.112.d) y el 97,3% (Sp2007/Ag08, Figura 4.112.e) de los días del año la temperatura osciló alrededor de los 0°C. Aunque el termómetro llegó a recoger una mínima absoluta de -6,9°C (31-7-2008), son escasos los días que registran temperaturas máximas por debajo de 0°C (20-2-2005; 10 y 11-7-2007; y 7-8-2008) y en tan sólo una ocasión fue inferior a -1°C. En la sonda de -5 cm todavía se registraron 138 ciclos diarios de hielo/deshielo (37,8% de los días del año), con mínimas absolutas de -2,8°C (9 y 20-7-2006), durante los meses del invierno austral. Por debajo de esta profundidad ya no se anotaron temperaturas negativas.

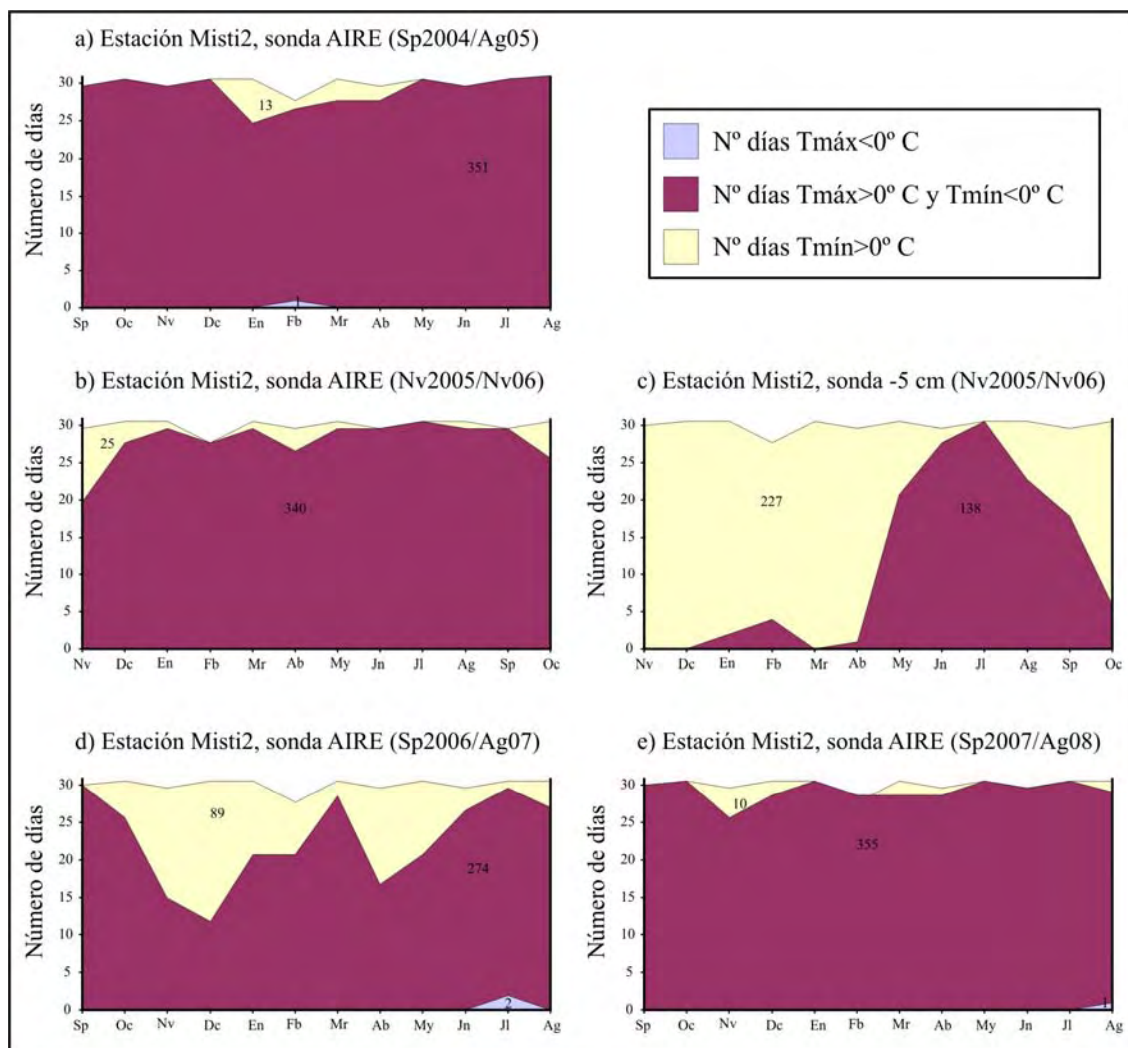


Figura 4.112. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0°C en la estación Misti2 (5.455 m s.n.m).

Teniendo en cuenta los datos obtenidos en la serie anual comprendida entre el 1-09-2004 y 31-08-2005 para las sondas de -10 y -30 cm se observa que la temperatura media mensual asciende con la profundidad en los primeros centímetros del suelo a razón de 0,18°C por cada 10 cm (Figura 4.113). La amplitud anual se reduce con la profundidad y para de 5,1° C a 4,0° C. Si se supone una tendencia lineal de disminución de temperaturas medias mensuales máxima y mínima (Figura 4.113) se tiene que la amplitud anual cero se localiza a una profundidad aproximada de -100,6 cm, donde la temperatura media del mes más frío y la del mes más cálido coinciden en 9,6°C.

Ya se ha indicado que las temperaturas medidas a -5 y a -10 cm en el suelo resultan más elevadas que las observadas en el aire, debido a las condiciones de instalación de las sondas: mientras las del aire se colocan a la sombra, las del suelo pueden recibir la influencia de la fuerte radiación diurna. Pero, con la profundidad, en lugar de aminorar la influencia de la radiación directa que se recibe en la superficie del suelo, las temperaturas se incrementan según lo observado a -30 cm. La explicación a este comportamiento está en la existencia de una fuente de calor interna, de manera que las temperaturas aumentan al acercarse a ella. La influencia del calor geotérmico, por tanto, hace imposible la presencia de permafrost en esta localización, aunque en los primeros 5 cm del suelo se notan los efectos de las bajas temperaturas nocturnas atmosféricas, con la presencia de ciclos diarios de hielo/deshielo durante el invierno (de abril a octubre).

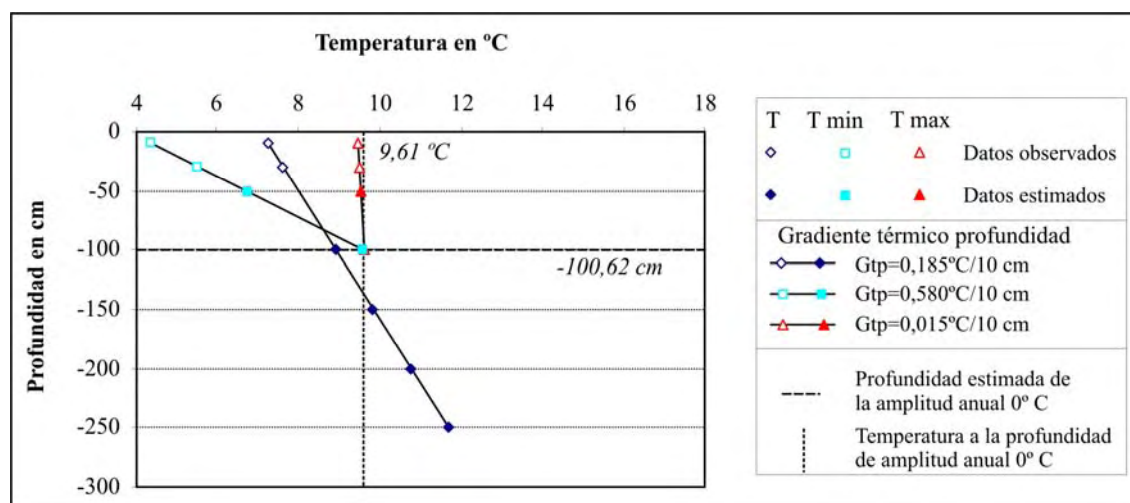


Figura 4.113. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de observación Misti2 (5.455 m snm), con los datos de la serie 1-09-04/31-08-05.

En la estación de muestreo **Misti3**, localizada a 5.740 m s.n.m. (Figuras 4.19 y 4.21), se instalaron dos termómetros a -10 y -30 cm, que funcionaron entre el 11-8-2004 y el 20-11-2006; un termómetro de aire, que anotó las temperaturas entre el 10-11-2005 y el 5-9-2007; y otra sonda en el suelo a -80 cm que tomó datos entre el 23-11-2006 y el 5-9-2007 (Figura 4.115). En esta última fecha se cambió la localización de los aparatos a la estación **Misti4**, ya que se descubrió una importante influencia de las fumarolas cercanas en las temperaturas registradas hasta el momento, por lo que se intentó un nuevo emplazamiento alejado de las fuentes de calor. En el nuevo punto de muestreo, a la misma altitud, se instaló una sonda de aire que funcionó entre el 6-9-2007 y el 22-9-2008 y dos sondas en el suelo, que estuvieron a -10 y -80 cm hasta el 27-11-2007, momento en el que se colocaron definitivamente a -30 y -100 cm de profundidad hasta el 22-9-2008 (Figura 4.115).

Los cambios de localización de las sondas y la dificultad de acceso a la cumbre, que hicieron imposible realizar las campañas de recogida de datos con una periodización fija, complican la posibilidad de disponer de series anuales homogéneas para hacer un análisis comparativo de los datos. De todas formas, se ha optado por realizar una serie anual con los datos obtenidos en la segunda campaña (Nv2005/Nv06) con las sondas de aire, -10 y -30 cm, y compararlos con el resto de los datos capturados. Para el estudio de las temperaturas conseguidas en la segunda localización, se ha

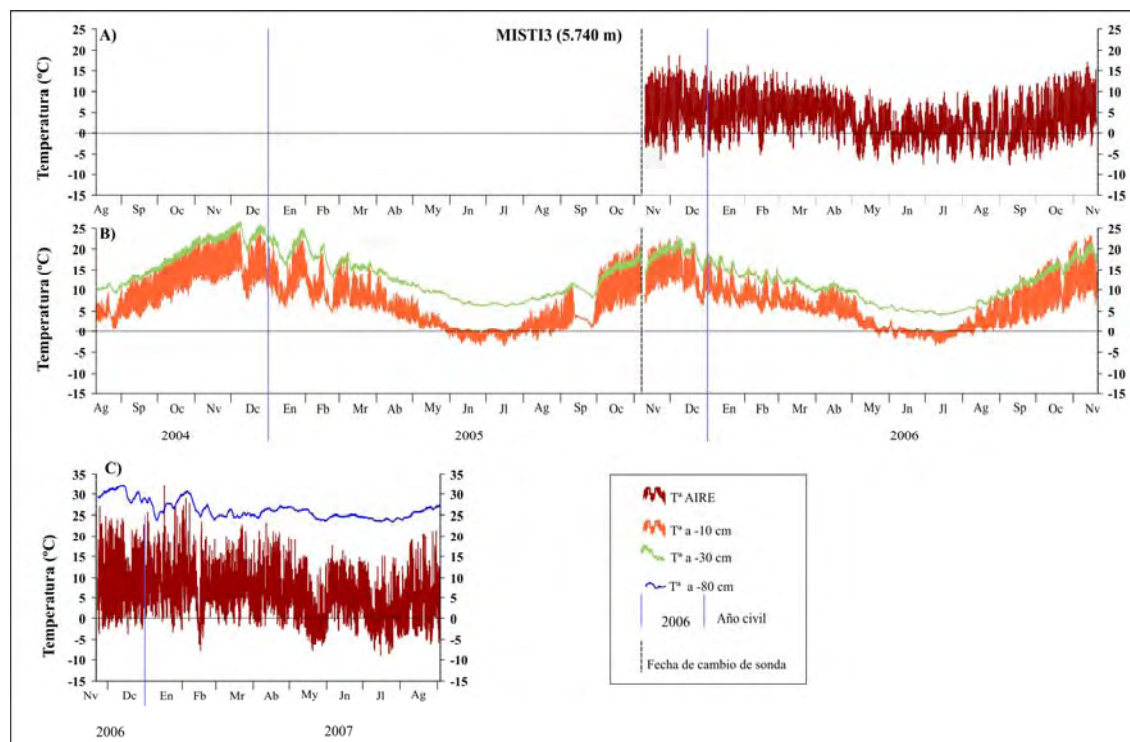


Figura 4.114. A) Gráfica de los datos tomados por la sonda del aire entre el 10-11-2005 y el 20-11-2006. B) Gráficas de los datos tomados por las sondas instaladas a -10 y a -30 cm entre el 11-8-2004 y el 20-11-2006. C) Gráficas de los datos tomados por las sondas del aire y de -80 cm entre el 23-11-2006 y el 5-9-2007, en la estación MISTI3 (5.740 m. s.n.m.).

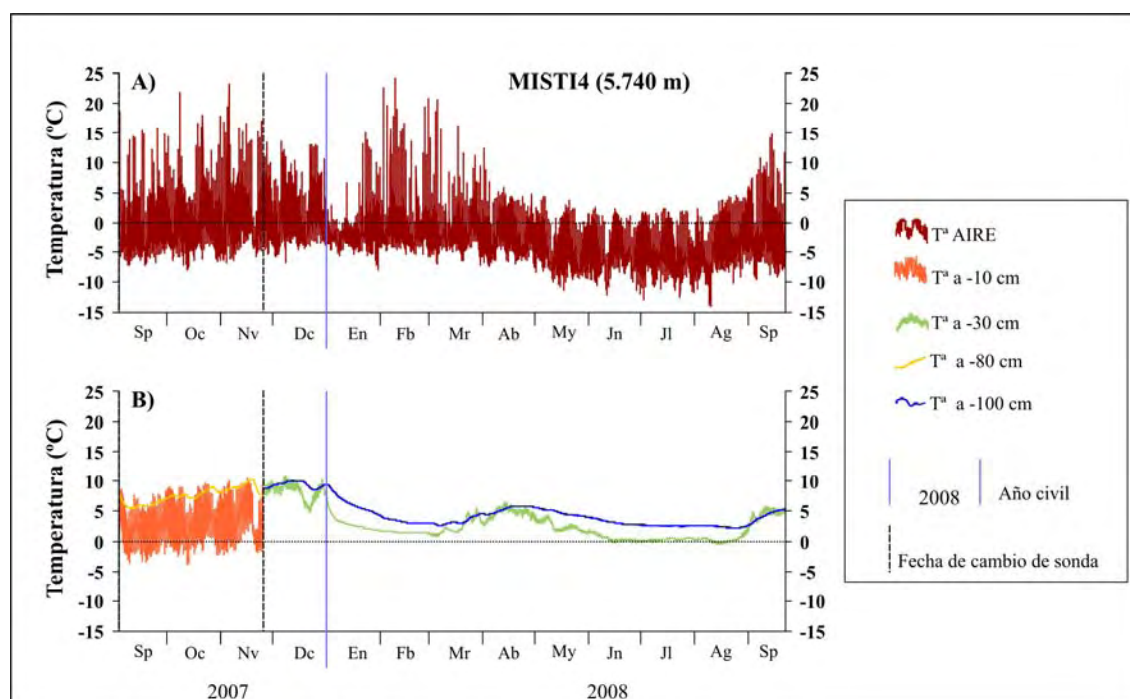


Figura 4.115. A) Gráfica de los datos tomados por la sonda del aire entre el 6-9-2007 y el 22-9-2008. B) Gráficas de los datos tomados por las sondas instaladas a -10 y a -80 cm entre el 6-9-2007 y el 27-11-2007; y por las sondas de -30 cm y -100 cm entre el 27-11-2007 y el 22-9-2008, en la estación MISTI4 (5.740 m. s.n.m.).

extraído una serie anual con las temperaturas del aire y se relaciona con los datos parciales conseguidos a diferentes profundidades. Por último, para desarrollar el modelo de gradientes de profundidad se han delimitado dos series anuales con la misma periodicidad entre septiembre y agosto de 2004/05 y 2005/06, con las colecciones de datos capturados por las sondas instaladas a -10 y -30 cm.

En la serie anual de referencia (Nv2005/Nv06) la TMAA fue de 3,0°C, mientras que las TMAA se incrementaron notablemente con la profundidad (Figura 4.116). En la temporada anual 2004/05 se observa la misma tendencia con TMAA más elevadas. La oscilación térmica media diaria de los valores del aire superan en unos 5°C a las amplitudes observadas a -10 cm y a -30 cm quedan reducidas a 1,0°C. En la distribución anual (Figura 4.117 y 4.118), las medias de los meses más fríos se producen en junio-julio en las dos series anuales, tanto en el aire, como en el suelo. Por el contrario la media del mes más cálido se registra en marzo en la sonda del aire y en las del suelo a finales de la primavera (noviembre), aunque en el aire se aprecia una máxima secundaria en el mes de diciembre. La amplitud anual es considerablemente más elevada en el suelo que en el aire. Aunque a -10 cm la media mensual de julio sea inferior que la registrada en el aire (Nv2005/Nv06), el mes más cálido presenta una diferencia positiva de 10°C respecto a la temperatura del aire.

La amplitud diaria media de los días más fríos del año es inferior a la de los días más calurosos y la diferencia se reduce con la profundidad.

Serie	Profundidad (cm)	T MEDIA			T ABSOLUTA		AMPLITUD		
		Media	Máx	Mín	Máx	Mín	Media	Máx	Mín
Sp2004/Ag05	10	8,0	11,2	5,2	24,8	-3,4	6,0	13,6	0,5
Sp2004/Ag05	30	14,7	15,2	14,2	26,9	6,0	1,0	2,9	0,0
Nv2005/Nv06	AIRE	3,0	9,3	-1,6	18,8	-7,6	11,0	21,0	4,8
Nv2005/Nv06	10	6,6	9,6	4,2	22,9	-3,4	5,4	13,6	0,7
Nv2005/Nv06	30	11,5	12,1	11,1	22,3	4,0	1,0	2,7	0,0

Figura 4.116. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre septiembre de 2004 y agosto de 2005; y entre noviembre de 2005 y noviembre de 2006, de las sondas situadas en el aire y a -10 y -30 cm, en la estación Misti3 (5.740 m s.n.m.).

Serie Sonda	Sp2004/Ag05 -10 cm				Sp2004/Ag05 -30 cm			
	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT
Sp	8,0	12,0	4,8	7,3	13,2	13,8	12,6	1,1
Oc	13,3	18,0	8,8	9,3	18,0	18,9	17,2	1,6
Nv	17,2	22,1	12,4	9,6	22,5	23,3	21,6	1,7
Dc	16,4	21,0	12,1	8,9	23,6	24,6	22,9	1,7
En	12,9	17,3	9,2	8,1	20,6	21,5	19,9	1,7
Fb	9,8	12,7	7,4	5,3	17,8	18,6	17,3	1,3
Mr	9,5	13,2	6,5	6,7	16,1	16,9	15,5	1,3
Ab	6,1	8,9	4,2	4,7	12,8	13,2	12,4	0,8
My	2,5	4,1	1,3	2,9	9,8	10,0	9,6	0,4
Jn	-0,6	0,4	-2,0	2,4	7,1	7,2	7,0	0,2
Jl	-0,3	0,5	-1,6	2,1	6,7	6,7	6,6	0,2
Ag	1,8	4,8	-0,2	5,0	8,1	8,4	8,0	0,4
Media	8,1	11,3	5,2	6,0	14,7	15,2	14,2	1,0
A anual	17,8				17,0			

Figura 4.117. Estadísticos mensuales para la serie anual entre septiembre de 2004 y agosto de 2005 de las sondas situadas a -10 y -30 cm, en la estación Misti3 (5.740 m s.n.m.). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

Serie Sonda	Nv2005/Nv06 AIRE				Nv2005/Nv06 -10 cm				Nv2005/Nv06 -30 cm			
MES	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT
Nv (*)	4,4	13,6	-1,6	15,3	14,5	19,8	9,8	10,0	18,4	19,4	17,5	2,0
Dc	5,2	13,3	-0,5	13,8	13,8	17,6	10,5	7,1	19,1	20,0	18,4	1,6
En	4,3	11,5	-0,7	12,2	9,9	12,7	7,6	5,1	15,6	16,4	15,1	1,3
Fb	5,1	12,2	0,4	11,8	8,6	11,3	6,4	4,8	13,4	14,1	12,8	1,2
Mr	5,6	10,8	1,3	9,6	6,7	8,4	5,5	3,0	11,5	11,9	11,2	0,7
Ab	5,0	9,9	0,5	9,4	6,2	9,1	4,0	5,1	10,3	10,8	9,9	0,9
My	0,9	6,0	-2,7	8,7	2,0	3,3	0,8	2,6	7,2	7,4	7,0	0,3
Jn	-0,01	4,4	-3,9	8,3	0,0	0,7	-1,0	1,7	5,4	5,5	5,3	0,2
Jl	0,4	5,7	-3,3	9,0	-0,5	0,4	-1,7	2,1	4,7	4,8	4,6	0,2
Ag	1,0	6,3	-3,0	9,2	2,4	5,1	0,5	4,6	7,0	7,3	6,8	0,5
Sp	0,5	7,1	-3,8	10,9	5,7	10,2	2,4	7,8	10,8	11,4	10,2	1,3
Oc	3,3	11,4	-2,0	13,5	10,3	16,1	5,5	10,6	15,2	16,2	14,3	1,9
Media	3,0	9,4	-1,6	11,0	6,6	9,6	4,2	5,4	11,5	12,1	11,1	1,0
A anual	5,6				15,0				14,5			

Figura 4.118. Estadísticos mensuales para las series anuales entre noviembre de 2005 y noviembre de 2006 de las sondas situadas en el aire y a -10 y -30 cm, en la estación Misti3 (5.740 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual. (*)Los estadísticos del mes de noviembre se calculan con los 21 datos diarios del mes en 2005 y los 9 de 2006.

La sonda del aire registró sólo un día con la temperatura máxima por debajo de 0°C en la serie 2005/06, mientras que el 69,0% de los días del año (252 días) experimentaron oscilaciones alrededor de los 0°C, con una mayor presencia entre mayo y octubre (Figura 4.119). También durante el invierno (de mayo a agosto) se producen 66 ciclos diarios de hielo/deshielo a -10 cm (18,1% de los días del año). A esta profundidad se contaron 11 días con máximas inferiores a 0°C entre junio y julio. Las temperaturas mínimas extremas del aire (-7,6°C) son más bajas que las capturadas a -10 cm (-3,4°C), pero debido a que la amplitud diaria en el interior del suelo es menor que la del aire, a -10 cm se observan más días de helada.

En la serie anual Sp2004/Ag05, a -10 cm se registraron 77 ciclos diarios de hielo/deshielo, de mayo a agosto, y 6 días de helada, repartidos entre los meses de junio y julio.

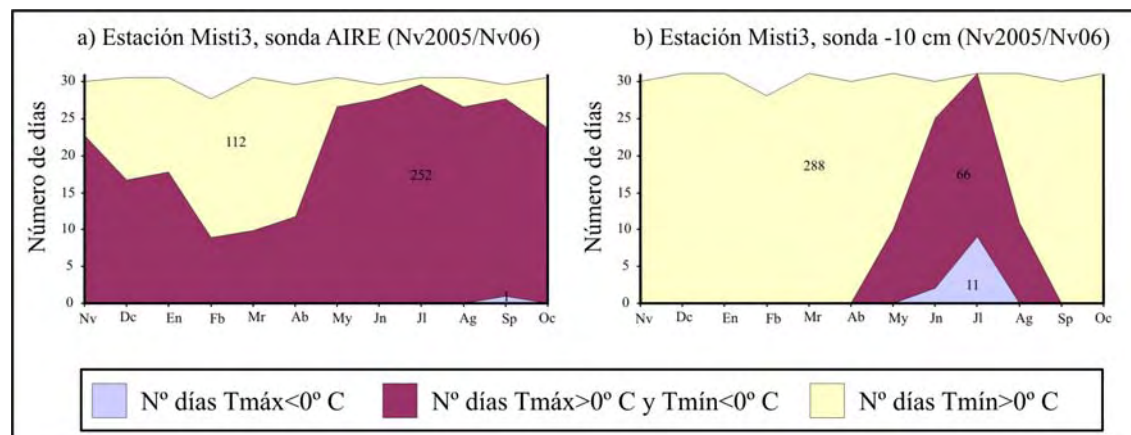


Figura 4.119. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0° C en la estación Misti3 (5.740 m s.n.m).

Para realizar los gradientes térmicos de profundidad se ha empleado la serie Sp2004/Ag05 y se ha construido la serie anual Sp2005/Ag06 para las sondas de -10 y -30 cm. En esta última serie la temperatura media anual es de 6,5°C y 11,4°C (para -10 y -30 cm, respectivamente), la media mensual más alta se produce en noviembre (14,4°C y 18,2°C) y la más baja en julio (-0,5°C y 4,7°C).

Si se consideran las temperaturas medias de la serie Sp2004/Ag05, se observa que tanto la media anual como las mensuales, máxima y mínima, aumentan con una proporción similar de 3,3°C, 3,2°C y 3,6°C, respectivamente, por cada 10 cm de profundidad. Las tendencias lineales con la profundidad (Figura 4.120) son casi paralelas y las rectas de las máximas y mínimas mensuales no se cruzarán hasta alcanzar una profundidad de -459,35 cm, donde se produce, según el modelo, la amplitud anual cero, con un valor de 162,48° C.

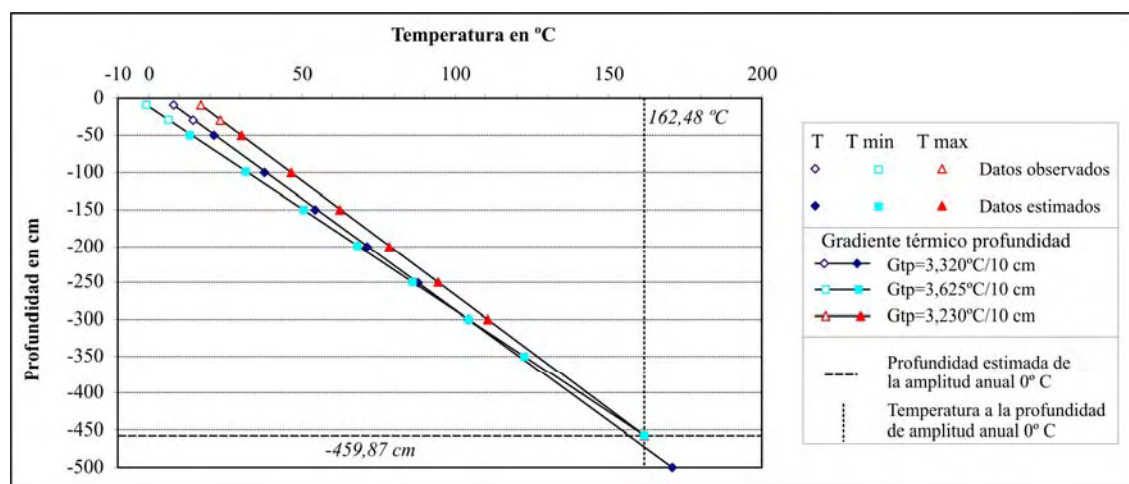


Figura 4.120. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de observación Misti3 (5.740 m snm), con los datos de la serie Sp2004/Ag05.

Teniendo en cuenta los datos obtenidos en la serie anual Sp2005/Ag06 para las sondas de -10 y -30 cm, se aprecia que la temperatura media mensual asciende con la profundidad en los primeros centímetros del suelo a razón de 2,5°C por cada 10 cm. Las temperaturas medias mensuales más bajas del año también se incrementan, pero a razón de 2,6°C por cada 10 cm, y las medias mensuales más altas lo hacen con 1,9°C por cada 10 cm. Suponiendo una tendencia lineal de las medias mensuales mínimas y máximas (Figura 4.121) se observa que el límite de amplitud anual cero se alcanzaría a los -217,8 cm, donde la temperatura media mensual se igualaría en 53,8°C.

De la campaña 2006/07 sólo se poseen 274 días de registros, por lo que no se puede hacer la comparación con otra serie anual. En este periodo el termómetro del aire quedó expuesto al sol directo, por lo que se recogieron amplitudes diarias máximas de más de 32°C, y las medias mensuales resultaron ser algo más elevadas (7,6°C en enero y 0,9°C en julio). La sonda de -30 cm no recogió datos y la de -80 cm registró valores muy elevados, con medias de 30,2°C para el mes de diciembre de 2006 y de 24,0°C para el mes de julio de 2007. Suponiendo que estos fueran los meses más cálido y más frío respectivamente, la amplitud térmica anual se reduce considerablemente con la profundidad, en comparación con las observaciones de la serie 2005/06 a -10 y -30 cm, gracias a que el incremento de las mínimas resulta ser casi el doble que el de las máximas.

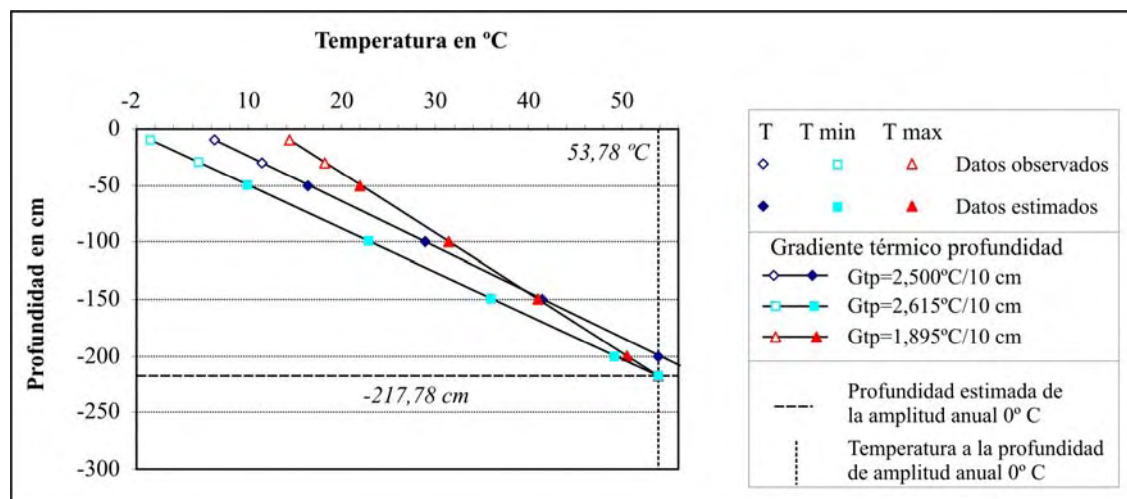


Figura 4.121. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de observación Misti3 (5.740 m snm), con los datos de la serie Sp2005/Ag06.

Con estas observaciones, se puede concluir que el régimen térmico del suelo en esta localización está controlado por el calor geotérmico, que hace imposible la presencia de permafrost. Tan sólo los primeros 10 cm del suelo sufren un 18-21% de días con ciclos de hielo/deshielo, por lo que no debe causar un marcado efecto en las formas de relieve periglaciario, ni suponer cantidades de agua atrapadas en forma de hielo en el suelo.

Vistos estos resultados, en el trabajo de campo de septiembre de 2007 se decidió recolocar la estación en otro punto de la cima (Misti4, Figuras 4.22.A y 4.23.C), a la misma altura, pero más separado del área de emisión de fumarolas. Se dejaron funcionando tres sondas en el aire y a -10 y -80 cm en el suelo. Aunque inicialmente estaba prevista la localización de los termómetros del suelo a -30 y -100 cm, no se pudo realizar una perforación lo suficientemente profunda, por lo que hubo que esperar a finales de noviembre para poner las sondas a la profundidad deseada. Por esa razón, no se dispone de una serie anual completa de la nueva localización de los termómetros, excepto para el termómetro del aire (Figuras 4.122 y 4.123).

Serie	Profundidad (cm)	T MEDIA			T ABSOLUTA		AMPLITUD		
		Media	Máx	Mín	Máx	Mín	Media	Máx	Mín
Sp2007/Sp08	AIRE	-2,2	5,6	-6,3	24,2	-14,0	11,9	28,4	3,2
Sp2007/Nv07	10	-	-	-	10,8	-3,8	8,34	11,37	2,20
Sp2007/Nv07	80	-	-	-	10,5	5,4	0,65	13,20	0
Nv2007/Ag08	30	-	-	-	13,6	-0,4	0,22	0,81	0,10
Nv2007/Ag08	100	-	-	-	10,6	2,5	0,10		0

Figura 4.122. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para la serie anuales entre septiembre de 2007 y agosto de 2008 de la sonda situada en el aire en la estación Misti4 (5.740 m s.n.m).

En el nuevo emplazamiento, la serie anual del aire dio como resultado una media anual de -2,24° C, con todas las medias mensuales negativas, excepto en los meses de noviembre y diciembre (Figura 4.122). Sin embargo, la amplitud diaria media del año fue mayor en la posición más alejada de las fumarolas, con temperaturas extremas más diferenciadas. Con esto, se confirma que la actividad geotérmica, no sólo controla la temperatura del suelo, sino que influye en la atmosférica próxima a las emisiones de gases.

La distribución anual de valores medios mensuales (Figura 4.123) también varía con la localización y en la última serie analizada se observa que el mes más cálido fue noviembre con 0,59°C, seguido de diciembre (0,58°C), mientras que la temperatura media mensual más elevada del aire en la primera localización se dio en marzo.

Los datos capturados por las sondas instaladas en el suelo durante el periodo 2007/08 (Figura 4.124) dieron medias mensuales superiores a las del aire, y sus máximas y mínimas mensuales se produjeron un mes más tarde.

Serie Sonda	Sp2007/Sp08 AIRE			
MES	MD	MX	MN	AT
Sp (*)	-1,6	7,5	-6,3	13,7
Oc	-0,1	9,6	-5,1	14,8
Nv	0,6	12,1	-4,8	16,9
Dc	0,6	8,3	-3,8	12,1
En	-1,8	3,9	-4,5	8,4
Fb	-1,0	10,8	-4,4	15,2
Mr	-1,4	7,9	-4,8	12,7
Ab	-2,1	4,2	-5,8	10,0
My	-4,9	0,9	-8,6	9,6
Jn	-5,3	0,1	-8,9	8,9
Jl	-5,6	0,5	-9,9	10,4
Ag	-4,3	1,8	-8,8	10,7
Media	-2,2	5,6	-6,3	12,0
A anual	6,2			

Figura 4.123. Estadísticos mensuales para la serie anual entre septiembre de 2007 y septiembre de 2008 de la sonda situada en el aire en la estación Misti4 (5.740 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual. (*) La media del mes de septiembre para el aire se ha calculado con 25 días de septiembre de 2007 y 5 días de septiembre de 2008.

Serie Sonda	Sp2007/Nv07 -10 cm				Sp2007/Nv07 -80 cm				Nv2007/Ag08 -30 cm				Nv2007/Ag08 -100 cm			
MES	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT
Sp(*)	2,2	6,3	-1,8	8,1	6,0	6,1	5,9	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-
Oc	3,3	7,6	-0,9	8,5	7,7	7,8	7,6	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-
Nv (**)	3,7	8,0	-0,4	8,4	8,9	9,0	8,8	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-
Dc	-	-	-	-	-	-	-	-	8,4	9,1	7,6	1,6	9,9	10,0	9,8	0,1
En	-	-	-	-	-	-	-	-	3,2	3,3	3,1	0,3	7,0	7,1	6,9	0,2
Fb	-	-	-	-	-	-	-	-	1,4	1,5	1,4	0,0	3,8	3,8	3,8	0,0
Mr	-	-	-	-	-	-	-	-	2,4	2,7	2,2	0,5	3,7	3,7	3,7	0,1
Ab	-	-	-	-	-	-	-	-	4,6	5,2	4,1	1,1	5,7	5,7	5,7	0,1
My	-	-	-	-	-	-	-	-	2,5	2,8	2,2	0,6	5,2	5,2	5,1	0,1
Jn	-	-	-	-	-	-	-	-	0,6	0,7	0,4	0,3	3,6	3,7	3,6	0,1
Jl	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	0,4	0,2	0,2	3,0	3,0	2,9	0,1
Ag	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3	0,5	0,2	0,3	2,8	2,9	2,8	0,1

Figura 4.124. Estadísticos mensuales para las series incompletas anuales Sp2007/Nv07 de las sondas situadas a -10 y -80 cm; y de las series Nv2007/Sp08 de las sondas situadas a -30 y -100 cm en la estación Misti4 (5.740 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

(*) A las profundidades de -10 y -80 cm se indica la media del mes de septiembre de 2007 sin los cuatro primeros días.

(**) La media del mes de noviembre para las profundidades de -10 y -80 cm se calcula con los datos recogidos entre el 1 de noviembre y el 26 de noviembre de 2007.

La influencia del calor geotérmico es menor en el nuevo emplazamiento y en la serie anual del aire no se registraron mínimas diarias positivas (Figura 4.125.a), y durante 45 días también las máximas diarias quedaron por debajo de 0°C. A 10 cm de profundidad (Figura 4.125.b) se produjeron 64 ciclos diarios de hielo/deshielo de los 82 días muestreados, entre los meses de septiembre y noviembre de 2007. Con esto se observa que todavía en primavera se registran temperaturas negativas, mientras que cerca de las fumarolas sólo se anotaron temperaturas negativas en los meses de invierno. En estos meses de invierno, todavía se registran valores negativos a -30 cm en el interior del suelo (Figura 4.125.c), aunque ninguno inferior a los -0,4°C registrados en los días del 14 al 18 de agosto de 2008.

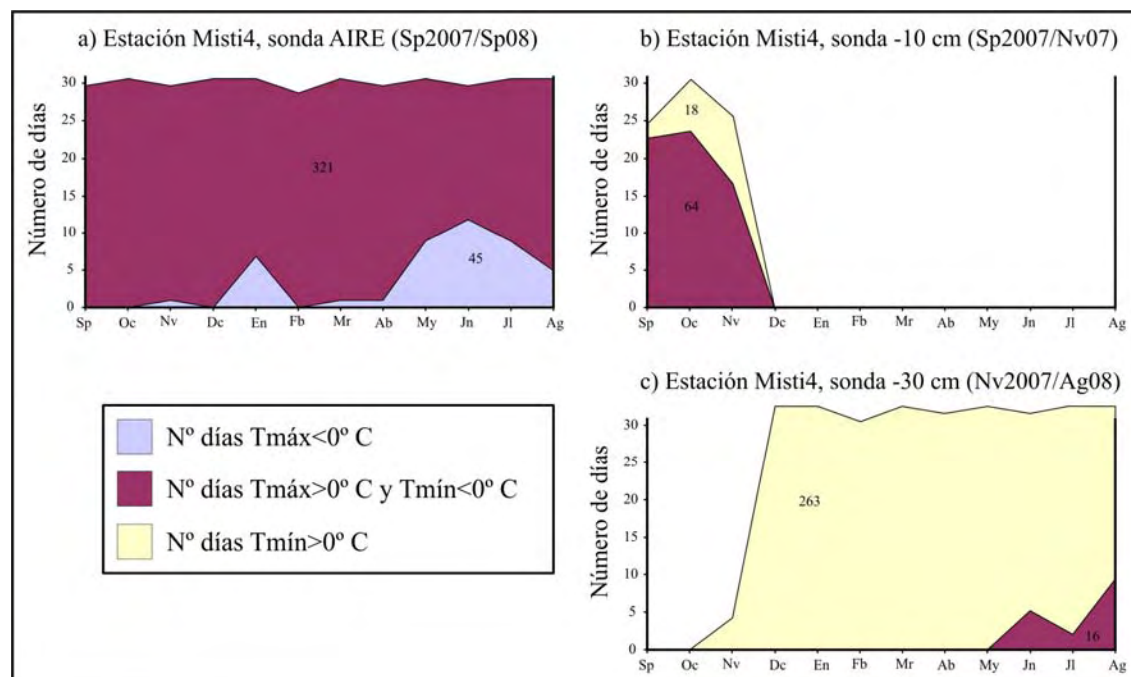


Figura 4.125. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0°C en la estación Misti4 (5.740 m s.n.m).

De los datos capturados por las sondas instaladas a -30 y -100 cm en el interior del suelo durante la campaña 2007/08 (Figura 4.124), si se considera que la medida de diciembre es la más baja del año y la de agosto la más baja (los 22 días recogidos en septiembre de 2008 tienen temperaturas más elevadas), se pueden estimar los gradientes térmicos en profundidad suponiendo una tendencia lineal (Figura 4.126). Según esto la amplitud anual cero se encontraría a -448,2 cm, donde la temperatura media mensual se igualaría en 21,2°C. En posiciones inferiores las temperaturas se incrementan y a 1 metro por debajo de la superficie no se registra ninguna temperatura negativa.

En la posición más alejada de las fumarolas tampoco se desarrolla el permafrost, aunque de los 82 días muestreados entre los meses de septiembre y noviembre de 2007, a -10 cm de profundidad, 64 presentaron oscilaciones alrededor de 0°C, por lo que se esperaría que durante los meses más fríos se repitieran los valores negativos, incluso durante días completos. A -30 cm todavía llegan las temperaturas negativas, aunque en la serie incompleta de estudio, que incluye los meses más fríos, no fueron inferiores a -0,4°C, y oscilaron alrededor de 0°C en 20 días. Por debajo de esta posición, las temperaturas se incrementan y quedan bajo la influencia del calor geotérmico.

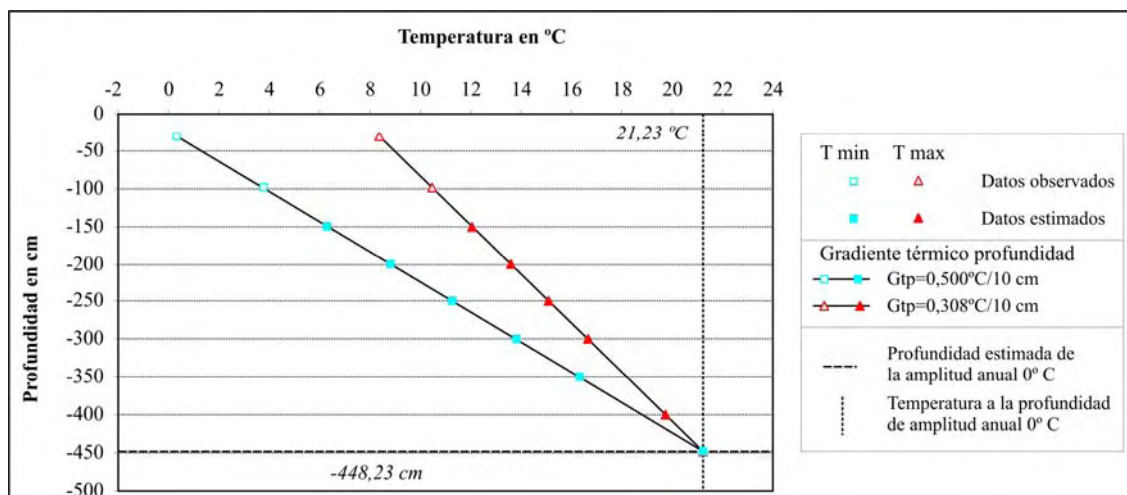


Figura 4.126. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de observación Misti4 (5.740 m snm), con los datos de la serie Nv2007/Ag08.

B- Gradientes verticales de la temperatura:

La distribución de las temperaturas del aire en la ladera norte del Misti se puede simular mediante el cálculo de gradientes verticales de temperatura, empleando para ello las temperaturas medias anuales de aire (TMAA) de las estaciones instaladas en el proyecto LAHAR y de las estaciones de los servicios meteorológicos de Perú (Arequipa SPQU y Aguada Blanca).

Con las TMAA de las estaciones Misti1, 2 y 4, de la serie Sp2007/Ag08, se ha establecido un gradiente vertical en el que la temperatura se reduce 0,96°C por cada 100 m de ascenso. Pero la disminución térmica no es uniforme, ya que las TMAA decrecen 0,72°C/100 m entre las dos primeras estaciones y 1,66°C/100 m entre la segunda y la última. Para realizar un modelo de distribución de las TMAA en el área del complejo Misti-Chachani (Figura 4.127), se ha empleado este gradiente vertical con la ecuación:

$$y = -0,009x + 50,074$$

donde la TMAA es la variable dependiente y el R^2 es de 0,96.

Según el modelo, el piso morfoclimático periglaciario se extiende por encima de los 5.208 m, la TMAA igual a 0°C se produce a 5.540 m de altitud y los procesos de helada son dominantes por encima de 5.761 m. Nótese que la temperatura estimada de -2°C se localiza a una altitud superior a la que se produce la temperatura observada de -2,24°C (estación Misti4 a 5.740 m), por lo que puede darse un intervalo de precisión de algo más de 20 m en este modelo.

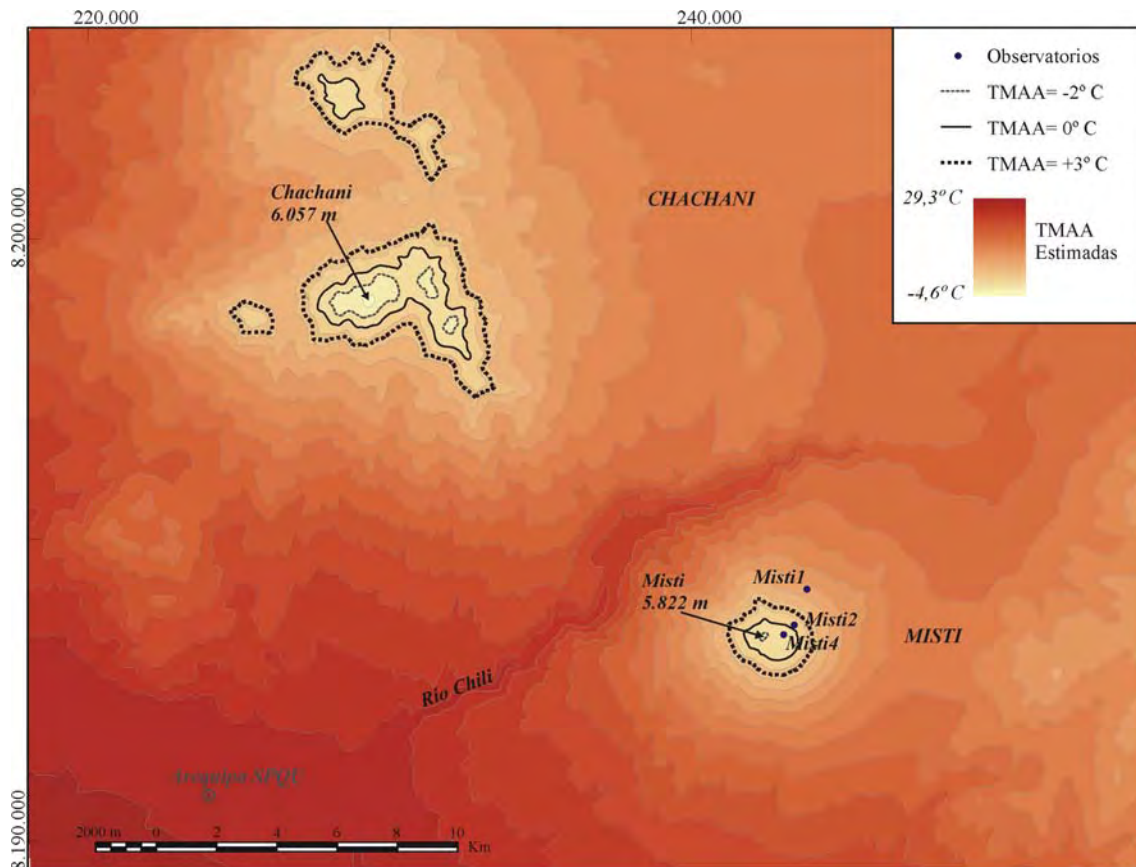


Figura 4.127. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA en el complejo Misti-Chachani según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAA de las estaciones Misti 1, 2 y 4. También se indican las isoterma/isohipsas que marcan el límite inferior del dominio de la helada (-2°C), de los ciclos de congelación y deshielo (0°C) y del ambiente periglacial ($+3^{\circ}\text{C}$), según French (2007).

Con el objeto de mejorarlo, se incluyó la TMAA del observatorio de Arequipa SPQU para el mismo periodo de estudio ($13,78^{\circ}\text{C}$ a 2.508 m). Para los cuatro pares de valores se ajustó una recta con un R^2 de 0,91:

$$y = -0,0045x + 26,0008$$

Pero la diferencia entre los valores estimados y los observados, resultó aún mayor, ya que la isoterma de -2°C se localizaba a 6.163 m en el modelo.

Con los mismos datos de partida se ajustó una curva, una polinómica de segundo grado, con un R^2 de 0,99:

$$y = -0,000002x^2 + 0,011601x - 2,745674$$

En este caso el modelo (Figura 4.128) devolvió un valor estimado de -2°C para una altura de 5.731 m, por encima de la cual dominarían los procesos de helada. De la misma manera, situó el límite inferior del piso morfoclimático periglacial en 5.249 m y la TMAA de 0°C a 5.549 m.

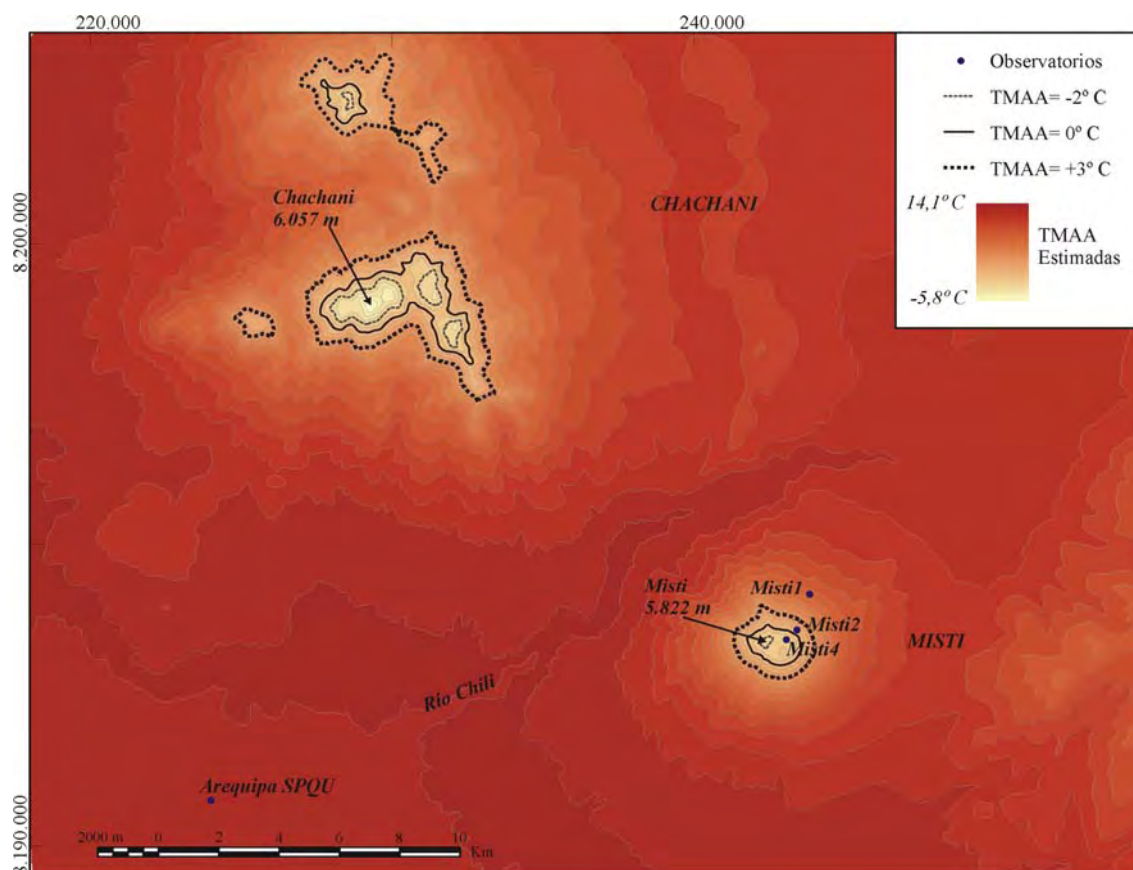


Figura 4.128. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA en el complejo Misti-Chachani según un ajuste polinómico calculado con los valores de las TMAA de las estaciones Arequipa SPQU, Misti 1, 2 y 4. También se indican las isothermas/isohipsas que marcan el límite inferior del dominio de la helada (-2°C), de los ciclos de congelación y deshielo (0°C) y del ambiente periglaciario ($+3^{\circ}\text{C}$), según French (2007).

El gradiente térmico vertical de la TMAA se ha calculado a partir de los valores observados en las estaciones Misti1, 2 y 3 en la serie anual Sp2004/Ag05. Según este, la temperatura desciende a razón de $0,41^{\circ}\text{C}$ por cada 100 m de altura, aunque se observa que la TMAA disminuye entre las dos primeras estaciones a razón de $0,66^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, mientras que entre la segunda y la tercera se incrementa ligeramente ($0,33^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$). El ajuste de una recta no permite estimar un descenso de la temperatura en los primeros metros y después un ascenso, por lo que se ha ajustado una polinómica de segundo grado (Figura 4.129):

$$y = 0,000010x^2 - 0,109624x + 303,991760$$

Según este modelo, en el área considerada no se dan temperaturas por debajo del punto de congelación a -10 cm , ya que la temperatura más baja de las estimadas es $7,2^{\circ}\text{C}$. En cambio, resulta sorprendente que en la ciudad de Arequipa se estime una temperatura de 93°C a -10 cm , con lo que este modelo no sirve para deducir las temperaturas del suelo fuera de una estrecha franja que comprende a los puntos de observación.

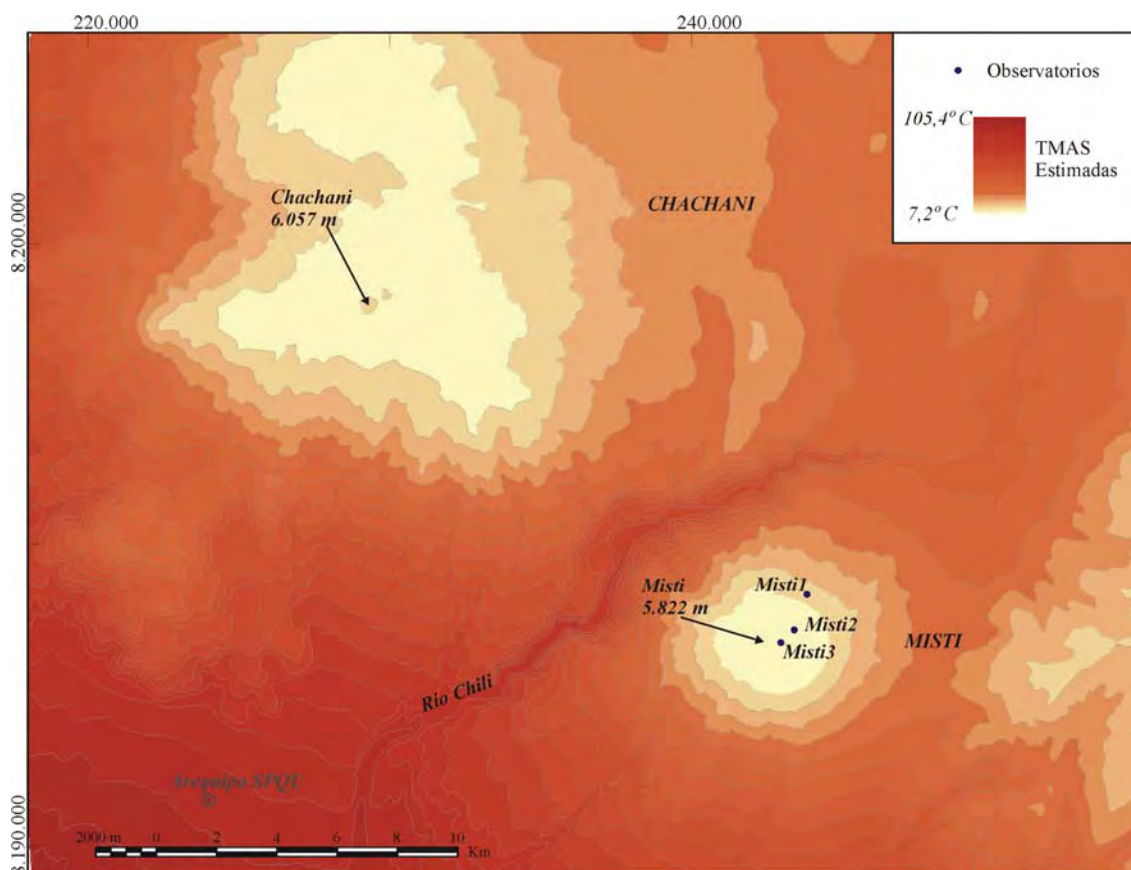


Figura 4.129. Modelo de distribución altitudinal de las TMAS en el complejo Misti-Chachani según un ajuste polinómico calculado con los valores de las TMAS a -10 cm de las estaciones Misti 1, 2 y 3.

Los gradientes térmicos verticales de las TMAS a -30 cm se pueden calcular con los datos obtenidos en las series anuales 2004/05 y 2005/06 en las estaciones Misti2 y 3. En ambos casos la temperatura aumenta con la altitud, porque, como ya se ha visto, el régimen térmico del suelo en la estación Misti3 queda determinado por la influencia del calor geotérmico. Así, para la primera serie la TMAS aumenta 2,89°C por cada 100 m de ascenso y en la segunda, 1,73°C por cada 100 m. Esto supone que al disminuir la altitud desciende también la temperatura en el interior del suelo y los modelos generados a partir de estos gradientes dieron valores irreales para la localización de Arequipa de -77,5°C y -43,9°C, respectivamente, a -30 cm el interior del suelo. Como ejemplo se incluye la distribución de temperaturas a -30 cm estimadas con el gradiente generado para la serie anual 2005/06 (Figura 4.130).

Por lo tanto, en la ladera norte del Misti, la distribución de la temperatura de los primeros centímetros del suelo no se ajusta al patrón típico de descenso lineal con el aumento de altitud. Si bien se observa un descenso entre las dos estaciones más bajas, entre 5.455 m (Misti2) y 5.740 m (Misti3) la TMAS aumenta, debido a la influencia del calor geotérmico en un volcán activo. Por lo tanto, el cono superior del Misti no está afectado por la acción periglaciaria, al menos de forma continua, ya que en algunos puntos alejados de los focos de calor, las bajas temperaturas del aire pueden influir en los primeros centímetros del suelo contribuyendo a la sucesión de numerosos ciclos diarios de hielo/deshielo, lo que puede dar lugar a microformas periglaciares.

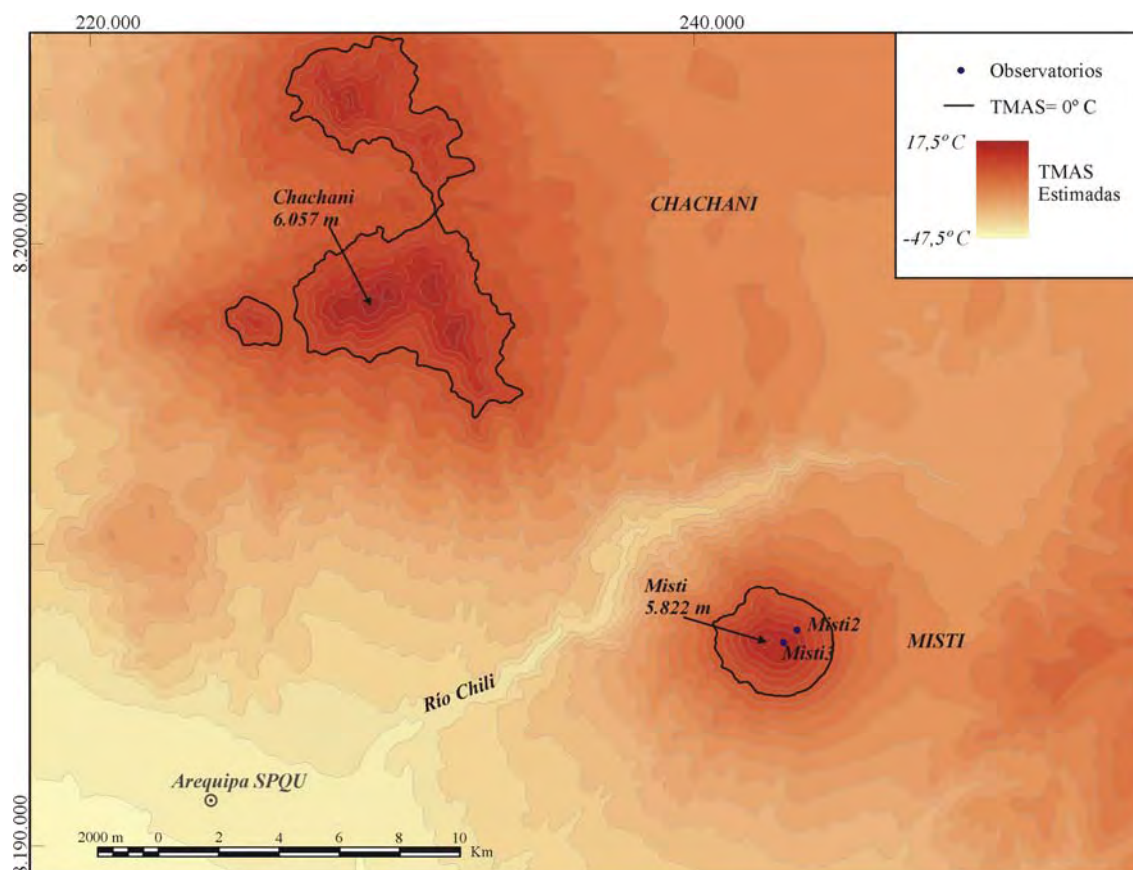


Figura 4.130. Modelo de distribución altitudinal de las TMA en el complejo Misti-Chachani según un ajuste lineal calculado con los valores de las TMA a -30 cm de las estaciones Misti2 y 3.

C- Modelo de distribución del permafrost según Abramov *et al.* (2008):

El modelo de distribución de permafrost en el complejo volcánico Misti-Chachani, se ha basado en la utilización de los siguientes datos de entrada:

- El modelo de radiación solar directa media anual (en W/m^2) generado con ArcGis (con la herramienta *Solar Radiation* de *Spatial Analyst Tools*) (Figura 4.131), dependiendo de intervalo temporal empleado.
- El modelo de distribución de TMAA elaborado a partir de los datos de temperaturas de las estaciones Misti1, 2 y 4 y Arequipa SPQU (Figura 4.128).
- La constante constituida por la pendiente de la recta que relaciona ΔT (diferencia entre la TMAA estimada y la TMA medidas en los puntos de muestreo) y RAD (radiación solar directa media anual, en W/m^2), donde se tomaron las TMA.

Debido a que los periodos de toma de datos de las diferentes sondas no son simultáneos, se han utilizando en primer lugar las TMA medidas a -10 cm en las estaciones Misti1, 2 y 3 durante el año Sp2004/Ag05 (Figura 4.132). La pendiente $\Delta T/\text{RAD}$ dio un resultado de 0,013, con un coeficiente de determinación para la recta de ajuste de 0,65.

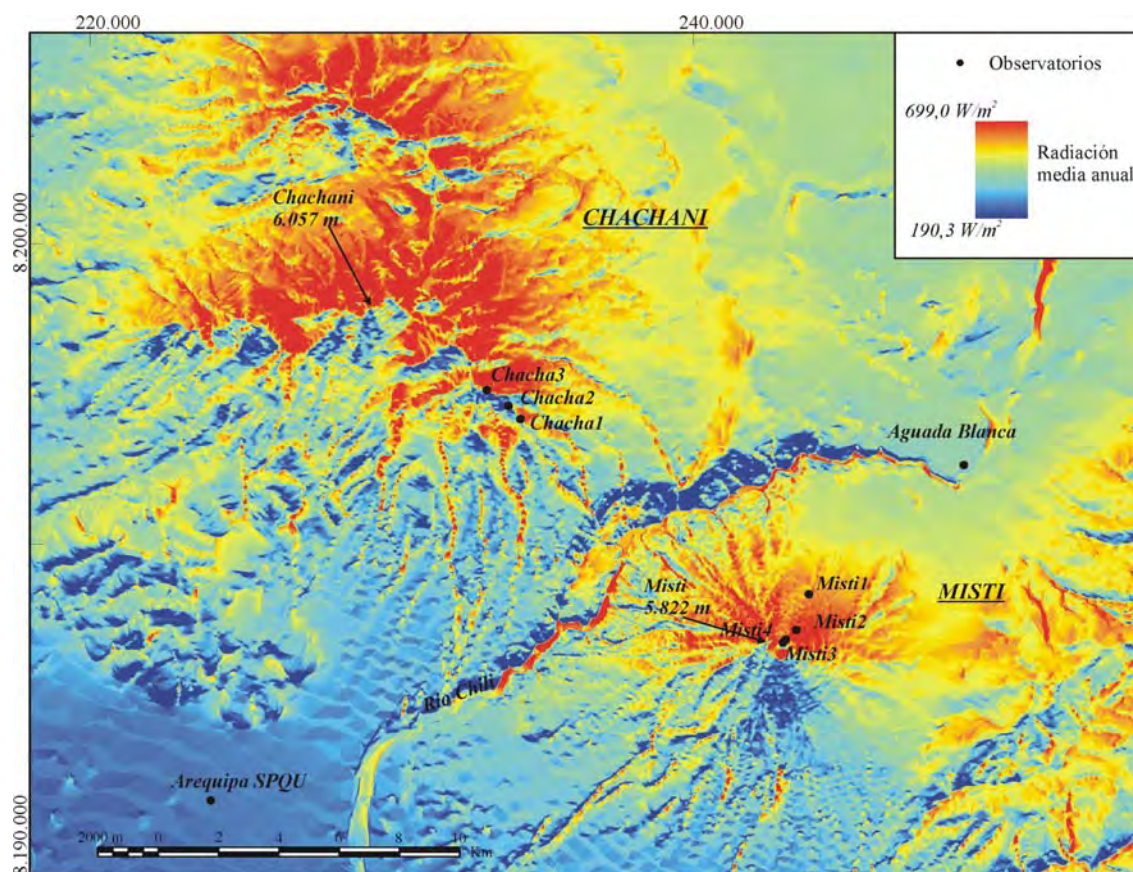


Figura 4.131. Mapa de radiación solar directa media anual (W/m^2) calculado con ArcGis para el área del complejo volcánico Misti-Chachani, obtenido para el intervalo de estudio entre septiembre de 2004 y agosto de 2005.

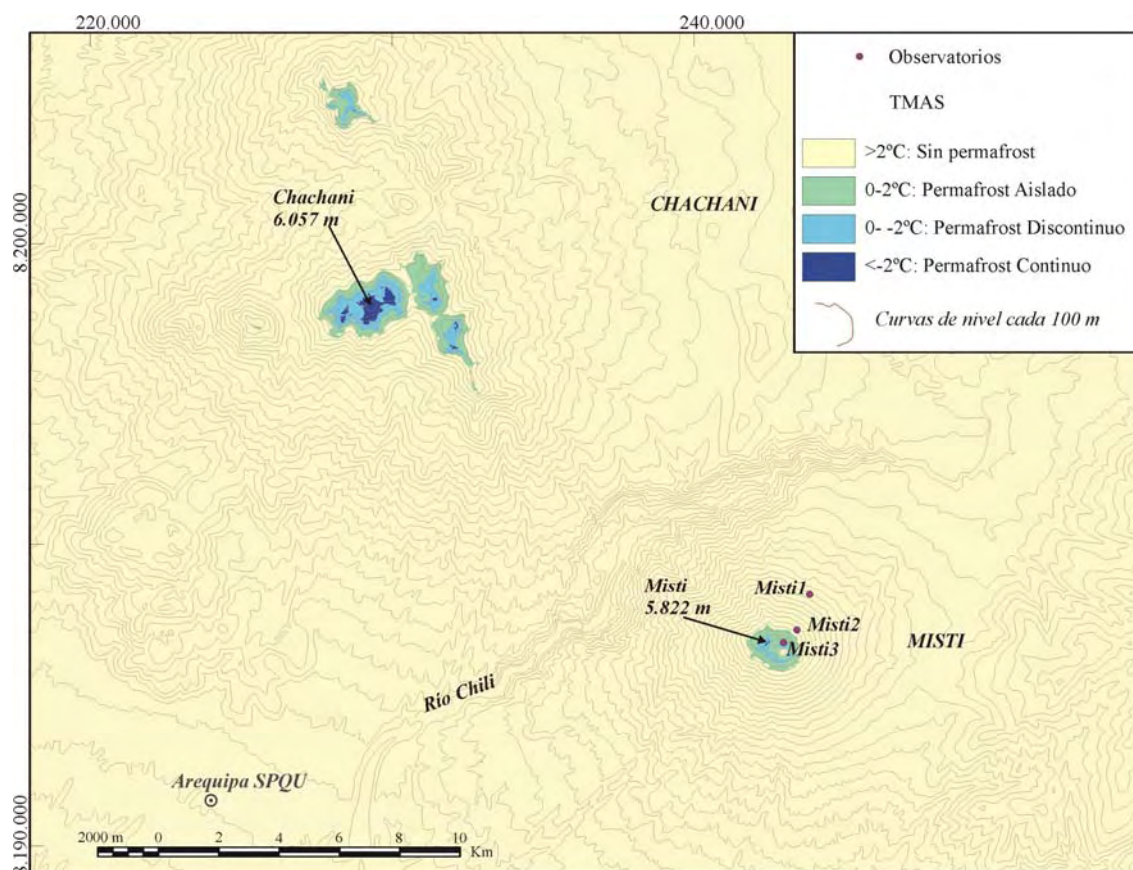


Figura 4.132. Modelo de distribución de TMAS según el método propuesto por Abramov *et al.* (2008), en el área del complejo volcánico Misti-Chachani, a partir de las TMAA estimadas con los valores de las TMAA de los observatorios de Arequipa SPQU, Misti1, 2 y 4 (Figura 4.127), las TMAS a -10 cm observadas en las estaciones Misti1, 2 y 3; y el modelo de radiación solar directa media anual.

En el modelo de la figura 4.132 se determina distintos límites altitudinales para el desarrollo de cada una de las categorías según la orientación y las superficies planimétricas ocupadas por cada división (Figura 5.133):

TMAS (° C)	Altitud (m) según orientación				Superficie (m ²)		
	N	E	S	W	TOTAL	MISTI	CHACHANI
<i>Aislado</i> +2 / 0	5.539	5.578	5.394	5.550	6.716.360	1.489.409	5.226.950
<i>Discontinuo</i> 0 / -2	-	5.700	5.427	5.720	3.560.168	339.516	3.220.652
<i>Continuo</i> (*) < -2	-	-	5.774	-	758.908	6.224	752.684
Área total					11.035.436	1.835.150	9.200.286

Figura 4.133. En la tabla se indica el límite altitudinal inferior (en m s.n.m.) de cada una de las categorías establecidas por Abramov *et al.* (2008), según el modelo de TMAS estimadas, en el Misti. En la última columna se anotan las superficies planimétricas (en m²) ocupadas por cada uno de los tipos de permafrost en las cumbres del complejo volcánico Misti-Chachani. En este caso la estimación se ha realizado con del modelo de distribución de TMAA de las estaciones Arequipa SPQU, Misti1, 2 y 4 y las TMAS de -10 cm.

(*) En el Misti sólo en la ladera SE.

Con las TMAS observadas en la serie 2005/06 a -30 cm en las estaciones Misti2 y 3, también se ha desarrollado el modelo de distribución de permafrost propuesto por Abramov *et al.* (2008). Después de construir el modelo de radiación anual media con

los años implicados a pendiente de la recta que relaciona los valores ΔT con RAD resultó una constante de 0,013, con un R^2 de 0,87 (Figura 5.134).

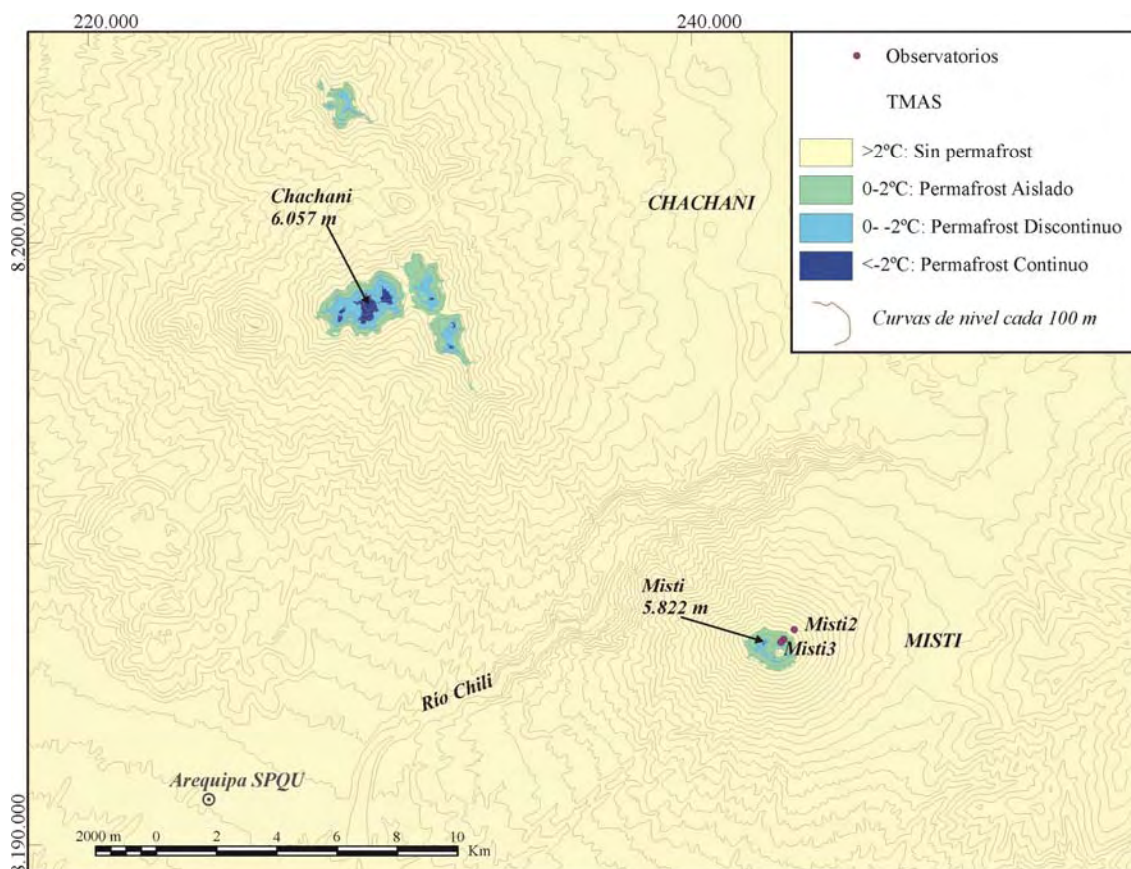


Figura 4.134. Modelo de distribución de TMAS según el método propuesto por Abramov *et al.* (2008), en el área del complejo volcánico Misti-Chachani, a partir de las TMAA estimadas con los valores de las TMAA de los observatorios de Arequipa SPQU, Misti1, 2 y 4 (Figura 4.127), las TMAS a -30 cm observadas en las estaciones Misti2 y 3; y el modelo de radiación solar directa media anual.

Según la distribución obtenida en el modelo de la figura 4.133 se midieron las superficies ocupadas por cada una de las categorías y se establecieron los límites altitudinales inferiores de las mismas, que se reflejan en la figura 4.134.

TMAS (° C)	Altitud (m) según orientación				Superficie (m ²)		
	N	E	S	W	TOTAL	MISTI	CHACHANI
<i>Aislado</i> +2 / 0	5.564	5.595	5.405	5.544	6.513.403	1.456.320	5.057.082
<i>Discontinuo</i> 0 / -2		5.764	5.663	5.682	3.198.774	248.281	2.950.493
<i>Continuo (*)</i> < -2			5.797		638.345	4.554	633.791
Área total					10.350.522	1.709.156	8.641.366

Figura 4.135. En la tabla se indica el límite altitudinal inferior (en m s.n.m.) de cada una de las categorías establecidas por Abramov *et al.* (2008), según el modelo de TMAS estimadas, en el Misti. En la última columna se anotan las superficies planimétricas (en m²) ocupadas por cada uno de los tipos de permafrost en las cumbres del complejo volcánico Misti-Chachani. En este caso la estimación se ha realizado con el modelo de distribución de TMAA de las estaciones Arequipa SPQU, Misti1, 2 y 4 y las TMAS de -30 cm.

(*) En el Misti sólo en la ladera SE.

3.4.- Presencia del suelo helado en el volcán Chachani

En el caso del volcán Chachani no se poseen series continuas de datos ni estas resultaron ser simultáneas, excepto la conseguida en la última campaña de muestreo 2007/08. Por esa razón se emplea como serie de referencia la comprendida entre el 1 de octubre de 2007 hasta el 30 de septiembre de 2008, para las estaciones Chacha1 y 2, mientras que para el observatorio Chacha3 se utiliza la serie incompleta, de 250 días, desde el 7 de noviembre de 2007 al 21 de octubre de 2008.

A- Comportamiento térmico del suelo:

En la estación de muestreo **Chacha1**, localizada a 4.850 m s.n.m. (Figuras 4.20, 4.21 y 4.24.A), se han obtenido datos de temperaturas del aire y del interior del suelo a -5, a -30 y a -94 cm (Figura 4.136) con la siguiente periodicidad:

- Entre el 15-12-2002 y el 3-1-2004 se han obtenido valores de temperatura de la sonda instalada a -5 cm en el interior del suelo con un intervalo de 72 minutos (20 datos por día).
- Entre el 13-9-2007 y el 21-9-2008 se registraron datos de temperatura en las sondas instaladas en el aire (+100 cm) y en el suelo a -30 y a -94 cm de profundidad con un intervalo de 45 minutos (32 datos por día).

En el estudio del comportamiento térmico del suelo en esta estación se emplean las series anuales entre el 1-01-2003 y el 31-12-2003, para los datos registrados por el termómetro del suelo a -5 cm, y entre el 1-10-2007 y el 30-09-2008, para los valores de temperatura recogidos con las sondas de aire, -30 y -94 cm.

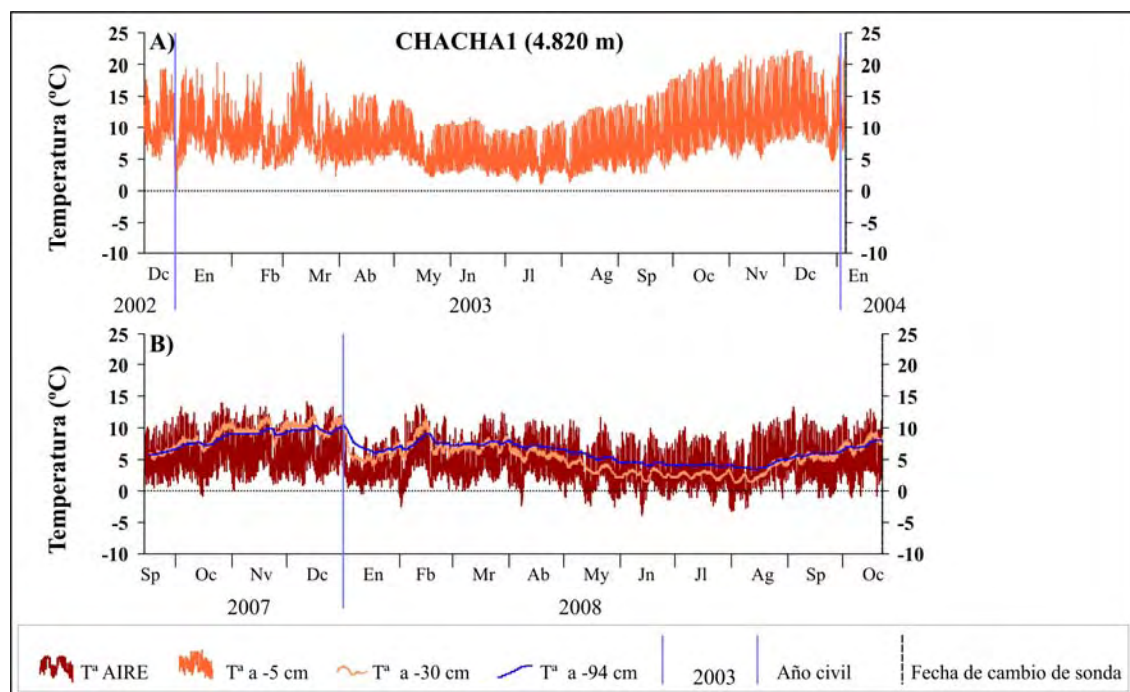


Figura 4.136. A. Gráfica de los datos tomados por las sondas instaladas a -5 cm en el suelo durante la campaña 2002/03 de la estación Chacha1 (4.850 m s.n.m). B. Gráfica de los datos tomados por la sonda instalada en el aire y a -30 y -94 cm en el suelo durante la campaña 2007/08 de la estación Chacha1 (4.850 m s.n.m).

En la serie 2007/08, los datos recogidos por la sonda del aire indican una temperatura media anual de 4,4°C, mientras que los termómetros situados a -30 y -94 cm registraron T_{MAS} más elevadas (6,0°C y 6,7°C, respectivamente) (Figura 4.137). La amplitud térmica diaria media se reduce con la profundidad, aunque a -30 cm ya presenta valores muy bajos (0,9°C). Si se tiene en cuenta la serie En2003/Dc03 de la sonda instalada a -5 cm, se observa que la amplitud diaria media es más elevada que la registrada en el aire en la serie 2007/08, al igual que la temperatura media anual. A -5 cm, la sonda es sensible a la fuerte radiación solar a la que está expuesta la superficie del suelo, mientras que el termómetro del aire se intenta localizar siempre en una posición sombreada. Por esta causa, las temperaturas medias del suelo son mayores que las del aire.

Por otro lado, el patrón anual de distribución de máximas y mínimas mensuales es muy similar en las tres estaciones de la serie 2007/08 (Figuras 4.138 y 4.139). La máxima se produce en los tres casos en el mes de diciembre, mientras que la mínima se da con un mes de retraso a -30 cm y con dos a -94 cm, respecto de la del aire. En las tres sondas se observa una mínima secundaria en el mes de enero. También en las tres localizaciones se aprecia que las amplitudes térmicas son mayores en los días más calurosos de primavera-verano que en los más fríos del año.

Serie	Profundidad (cm)	T MEDIA			T ABSOLUTA		AMPLITUD		
		Media	Máx	Mín	Máx	Mín	Media	Máx	Mín
En2003/Dc03	5	8,5	14,0	5,2	22,3	0,4	8,9	15,0	2,0
Oc2007/Sp08	AIRE	4,4	9,3	1,1	14,1	-3,8	8,2	12,1	2,9
Oc2007/Sp08	30	6,0	6,5	5,6	12,2	1,3	0,9	2,1	0,2
Oc2007/Sp08	94	6,7	6,7	6,6	10,3	3,5	0,12	0,7	0,0

Figura 4.137. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre enero y diciembre de 2003 de la sonda situada a -5 cm y para las series anuales entre octubre de 2007 y septiembre de 2008 de las sondas del aire y de -30 y -94 cm, en la estación Chacha1 (4.850 m s.n.m).

Serie Sonda	En2003/Dc03 -5 cm			
	MD	MX	MN	AT
<i>En</i>	9,7	15,1	6,0	9,1
<i>Fb</i>	8,1	12,4	5,1	7,3
<i>Mr</i>	9,0	14,2	5,6	8,6
<i>Ab</i>	8,1	12,8	5,0	7,8
<i>My</i>	6,4	10,5	3,9	6,6
<i>Jn</i>	5,8	10,1	3,2	6,9
<i>Jl</i>	5,3	9,4	2,7	6,6
<i>Ag</i>	6,4	11,8	3,2	8,6
<i>Sp</i>	8,1	14,2	4,3	9,9
<i>Oc</i>	11,4	18,6	6,5	12,1
<i>Nv</i>	12,0	19,5	7,0	12,6
<i>Dc</i>	12,3	18,9	7,8	11,1
Media	8,5	14,0	5,0	8,9
A anual	7,0			

Figura 4.138. Estadísticos mensuales para la serie anual entre enero y diciembre de 2003 de la sonda situada a -5 cm, en la estación Chacha1 (4.850 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

Serie Sonda	Oc2007/Sp08 AIRE				Oc2007/Sp08 -30 cm				Oc2007/Sp08 -94 cm			
MES	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT
<i>Oc</i>	5,9	11,3	2,2	9,1	8,3	8,9	8,0	0,9	7,8	7,8	7,7	0,1
<i>Nv</i>	6,0	11,3	2,4	8,9	9,7	10,4	9,3	1,2	9,2	9,3	9,1	0,1
<i>Dc</i>	6,1	11,0	2,6	8,4	10,3	11,0	9,8	1,2	9,7	9,8	9,6	0,1
<i>En</i>	3,2	7,0	0,9	6,1	5,9	6,5	5,5	1,0	7,0	7,1	6,9	0,2
<i>Fb</i>	5,1	10,0	2,0	8,0	7,6	8,3	7,0	1,3	7,7	7,8	7,6	0,2
<i>Mr</i>	4,9	9,5	1,9	7,6	7,1	7,7	6,7	1,0	7,5	7,6	7,5	0,1
<i>Ab</i>	4,5	9,4	1,4	8,0	5,9	6,3	5,5	0,8	7,0	7,1	7,0	0,1
<i>My</i>	3,1	8,1	0,0	8,0	3,6	4,0	3,4	0,6	5,5	5,6	5,5	0,1
<i>Jn</i>	2,7	7,6	-0,2	7,8	2,6	2,9	2,4	0,5	4,4	4,4	4,3	0,1
<i>Jl</i>	2,8	7,9	-0,2	8,2	2,5	2,9	2,4	0,5	4,1	4,1	4,1	0,1
<i>Ag</i>	3,6	8,9	0,0	8,8	2,9	3,3	2,7	0,6	4,1	4,1	4,0	0,1
<i>Sp</i>	4,4	10,3	0,9	9,4	5,5	6,0	5,1	0,9	5,9	5,9	5,8	0,1
Media	4,4	9,4	1,2	8,2	6,0	6,5	5,6	0,9	6,7	6,7	6,6	0,1
A anual	3,4				7,7				5,6			

Figura 4.139. Estadísticos mensuales para las series anuales entre octubre de 2007 y septiembre de 2008 de las sondas del aire y de -30 y -94 cm, en la estación Chacha1 (4.850 m s.n.m) MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

En general, las medias mensuales del suelo son superiores a las del aire, excepto para los meses de junio a agosto a -30 cm de profundidad, que tienen valores ligeramente inferiores a los del aire. Pero en estos meses del invierno austral la sonda del aire recoge temperaturas negativas mientras que en el suelo todas son positivas. El enfriamiento a -30 cm es lento (hay un mes de retardo en la producción de las medias mensuales más bajas respecto del aire), pero una vez alcanzado amortigua las altas temperaturas diurnas, por lo que el resultado es una media más baja que en el aire. La penetración del frío ya no es tan eficaz a -94 cm, que alcanza su media más baja dos meses después que el aire, y las medias mensuales del invierno son más elevadas que en el aire. El calentamiento de los meses de primavera y verano también se va reduciendo con lo que se obtiene una media mensual en diciembre más baja que la conseguida a -30 cm. El balance anual a -94 cm resulta ligeramente superior al calculado para -30 cm, debido a que la intensidad de las bajas temperaturas se debilita más con la profundidad que la penetración de los valores más altos.

Tan sólo la sonda del aire registró valores negativos: 75 días con temperaturas mínimas diarias inferiores a 0° C, que en 36 días bajaron de -1°C y de ellos 15 fueron menores a -2°C. La mayor parte de las temperaturas negativas se registran en la estación fría (de mayo a septiembre).

Los valores medios de la serie 2007/08 sirvieron para calcular los gradientes térmicos en profundidad. La T_{MAS} aumenta con la profundidad a razón de 0,11°C por cada 10 cm, mientras que las medias mensuales máximas se reducen con la profundidad en 0,09°C por cada 10 cm y las mínimas se incrementan en 0,24°C/10 cm. Suponiendo una tendencia lineal para ambas temperaturas con la profundidad (Figura 4.140), la amplitud anual cero se localiza a una profundidad aproximada de 265,3 cm, donde la temperatura media del mes más frío y la del mes más cálido coinciden en 8,25°C.

Con estas observaciones, parece imposible la presencia de permafrost en la localización de estudio. Ni siquiera la superficie del suelo parece sufrir ciclos diarios de

hielo/deshielo, aunque la sonda del aire los recoge en el 20,5% de los días del año, durante el invierno.

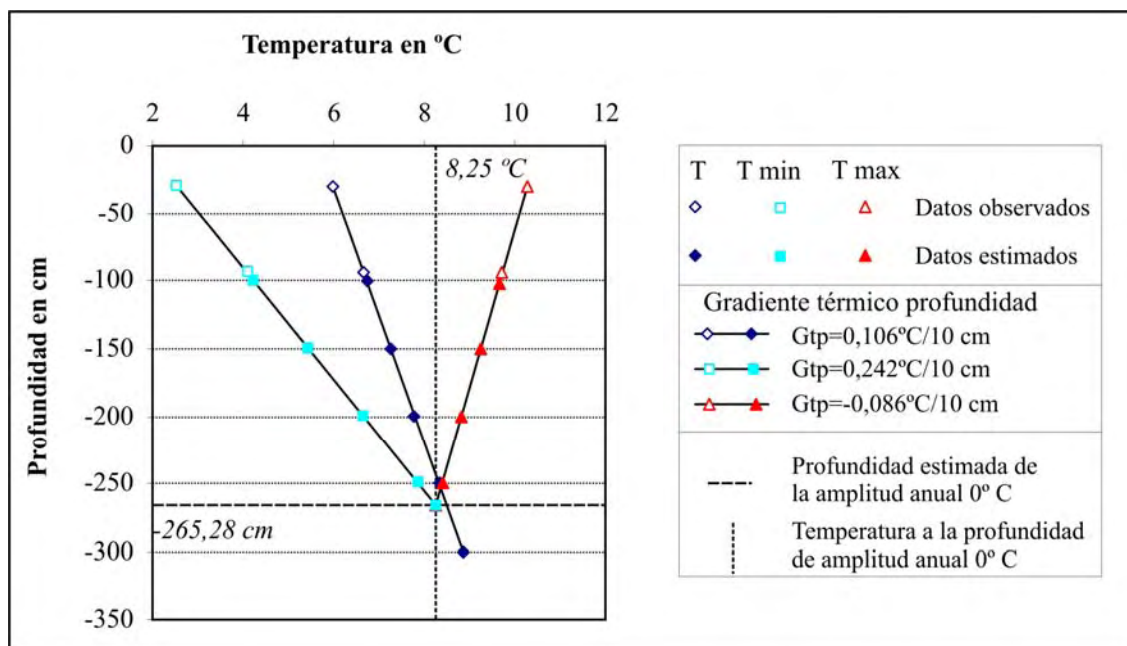


Figura 4.140. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de observación Misti3 (5.740 m snm), con los datos de la serie Sp2005/Ag06.

A 54.976 m s.n.m. se localizó la estación **Chacha2** (Figuras 4.20, 4.21 y 4.24.B), que obtuvo las siguientes colecciones de datos de temperaturas (Figura 4.141):

- El termómetro del aire se instaló a finales de 2005 y registró información en tres campañas: entre el 10-11-2005 y el 19-11-2006 (con un dato cada 72 minutos), entre el 21-11-2006 y el 11-9-2007 (con un dato cada 30 minutos) y entre el 13-9-2007 y el 21-10-2008 (con un dato cada 45 minutos).
- La sonda de -5 cm en el interior del suelo se mantuvo entre el 15-12-2002 y el 3-1-2004 (con un dato cada 72 minutos) y entre el 24-7-2004 y el 6-11-2005 (con un dato cada 90 minutos).
- A -10 cm el termómetro sólo funcionó entre el 10-11-2005 y el 19-11-2006 (con un dato cada 72 minutos).
- El termómetro colocado a -30 cm tomó datos a partir de mediados del 2004 durante cuatro campañas: entre el 24-7-2004 y el 6-11-2005 (con un dato cada 36 minutos), entre el 10-11-2005 y el 19-11-2006 (con un dato cada 72 minutos), entre el 21-11-2006 y el 11-9-2007 (con un dato cada 30 minutos) y entre el 13-9-2007 y el 21-10-2008 (con un dato cada 45 minutos).

Para realizar los gradientes térmicos de profundidad se han determinado dos series anuales con registros a dos profundidades en el interior del suelo: entre el 1-10-2004 y el 30-9-2005, para las sondas de -5 y -30 cm; y entre el 10-11-2005 y el 9-11-2006, para las sondas del aire, -10 y -30 cm. Además, para comparar el comportamiento térmico del suelo con otras fechas se cuenta con la serie anual de 2003 para la sonda de -5 cm; a serie incompleta entre el 21-11-2006 y el 11-9-2007 para las sondas de aire y -30 cm y la serie anual entre el 1-10-2007 y el 30-9-2008, para las sondas de aire y -30 cm.

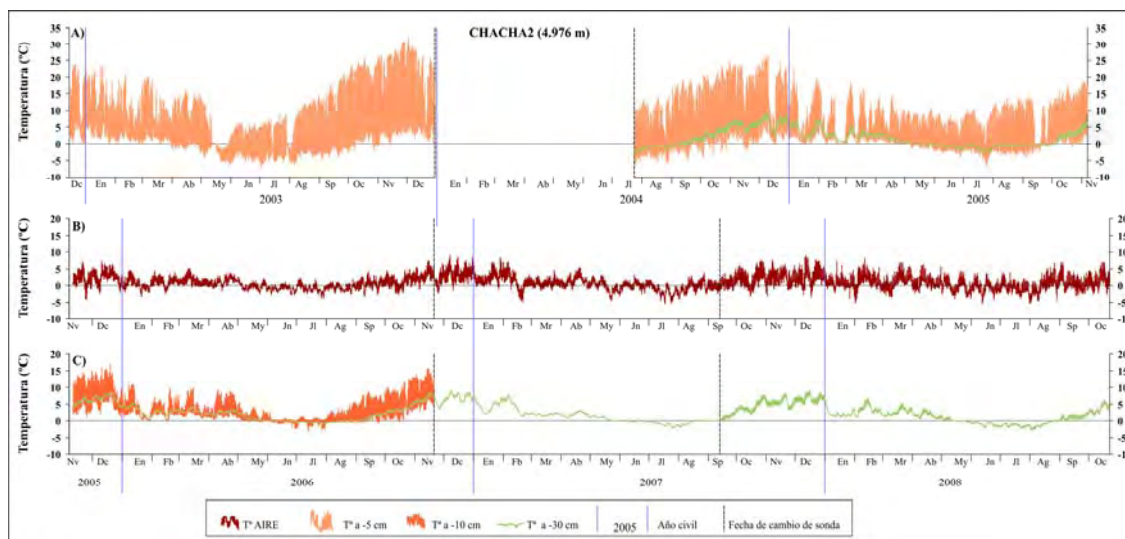


Figura 4.141. A. Gráfica de los datos tomados por las sondas instaladas a -5 cm en el suelo durante las campañas 2002/03 y 2004/2005, y de la sonda de -30 cm durante 2004/2005, en la estación Chacha2 (4.976 m s.n.m). B. Gráfica de los datos tomados por la sonda instalada en el aire entre noviembre de 2005 y octubre de 2008, en la estación Chacha2 (4.976 m s.n.m). C. Gráficas de los datos capturados por las sondas de -10 cm (campaña 2005/2006) y de -30 cm (campañas 2005/06, 2006/07 y 2007/08) en la estación Chacha2 (4.976 m s.n.m).

Las medias anuales de los datos capturados por las sondas instaladas en la estación Chacha2 resultan muy similares en las distintas series consideradas (Figura 4.142). La distribución de los valores mensuales máximos y mínimos a lo largo del año es muy uniforme en todas las series con las medias mensuales más altas localizadas en los meses de noviembre o diciembre y las más bajas en los meses de junio o julio (Figura 4.143). Este comportamiento posibilita la comparación de los datos obtenidos por sondas de distintas localizaciones procedentes de distintas series.

Serie	Profundidad (cm)	T MEDIA			T ABSOLUTA		AMPLITUD		
		Media	Máx	Mín	Máx	Mín	Media	Máx	Mín
En2003/Dc03	5	4,6	13,5	-0,6	32,0	-7,2	14,1	27,8	0,0
Oc2004/Sp05	5	4,5	11,4	-0,1	26,5	-6,5	11,6	25,5	0,0
Oc2004/Sp05	30	2,3	2,4	1,7	9,1	-2,8	0,7	2,3	0,0
Nv2005/Nv06	AIRE	0,5	1,9	-0,6	7,2	-4,1	2,5	6,2	0,45
Nv2005/Nv06	10	3,2	5,7	1,2	16,8	-3,0	4,6	11,7	0,0
Nv2005/Nv06	30	2,4	2,5	2,2	8,4	-0,97	0,3	0,95	0,0
Oc2007/Sp08	AIRE	0,6	3,1	-0,97	9,0	-5,4	4,1	9,7	1,5
Oc2007/Sp08	30	2,0	2,5	1,6	9,2	-2,8	0,9	2,5	0,0

Figura 4.142. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre enero y diciembre de 2003, de la sonda situada a -5 cm; entre octubre de 2004 y septiembre de 2005, para las sondas situadas a -5 y -30 cm; entre noviembre de 2005 y noviembre de 2006, de las sondas del aire y a -10 y -30 cm; entre octubre de 2007 y septiembre de 2008 de las sondas del aire y de -30 cm, en la estación Chacha2 (4.976 m s.n.m).

En los primeros 5 cm del suelo la media anual resulta superior a la del aire (4,6°C en 2003 y 4,5°C en 2004/05, en las sondas de -5 cm; y 0,5°C en 2005/06 y 0,6°C en 2007/08, en el aire), con medias mensuales máximas en noviembre considerablemente más elevadas que las del aire (11,6°C y 9,7°C a -5 cm ; frente a 2,3°C en el aire). Los datos recopilados por los termómetros en esta estación proporcionan un excelente ejemplo del diferente comportamiento térmico del aire y de los primeros cm del suelo. Este contraste se debe a que el termómetro del aire se instala a la sombra,

Serie Sonda	En2003/Dc03 -5 cm					Oc2004/Sp05 -5 cm					Oc2004/Sp05 -30 cm					Nv2005/Nv06 AIRE					Nv2005/Nv06 -10 cm					Nv2005/Nv06 -30 cm					
	MES	MD	MX	MN	AT	MES	MD	MX	MN	AT	MES	MD	MX	MN	AT	MES	MD	MX	MN	AT	MES	MD	MX	MN	AT	MES	MD	MX	MN	AT	
En		8,0	16,2	2,7	13,5	Oc		8,8	19,8	-0,2	19,9		3,3	4,0	2,7	1,3	Nv	1,8	4,1	0,0	4,1		7,7	12,4	3,5	8,9		5,9	6,1	5,6	0,5
Fb		5,5	12,2	1,5	10,7	Nv		9,7	20,3	1,1	19,1		5,6	6,3	4,9	1,4	Dc	2,3	4,4	0,9	3,5		8,0	11,9	4,6	7,3		6,7	6,9	6,5	0,4
Mr		5,5	12,7	1,4	11,3	Dc		9,5	18,2	2,6	15,6		6,4	7,2	5,7	1,5	En	0,2	1,7	-0,9	2,5		3,1	5,0	1,5	3,5		3,2	3,4	3,1	0,3
Ab		3,8	12,5	-0,7	13,2	En		5,8	11,9	1,6	10,4		4,1	4,7	3,6	1,1	Fb	0,9	2,4	0,0	2,4		3,4	5,4	1,7	3,6		2,8	3,0	2,7	0,3
My		-0,7	3,1	-3,1	6,1	Fb		3,0	5,7	1,2	4,5		2,6	3,0	2,4	0,6	Mr	1,1	2,6	0,2	2,5		3,2	5,0	1,6	3,4		2,9	3,0	2,7	0,2
Jn		-1,2	4,6	-4,1	8,7	Mr		4,9	10,0	1,4	8,7		2,9	3,4	2,5	0,9	Ab	1,1	2,2	0,3	1,9		3,6	6,3	1,3	5,0		2,5	2,7	2,4	0,4
Jl		-1,1	5,3	-4,3	9,7	Ab		3,8	9,0	0,6	8,4		1,8	2,1	1,5	0,6	My	-0,4	0,4	-1,1	1,5		0,8	2,4	0,0	2,4		0,7	0,7	0,6	0,1
Ag		0,5	9,4	-3,6	13,0	My		2,3	8,2	-0,7	8,8		0,2	0,2	0,1	0,1	Jn	-1,0	-0,3	-1,7	1,4		-0,2	0,3	-0,8	1,1		-0,1	-0,1	-0,1	0,0
Sp		3,8	15,5	-2,4	17,9	Jn		0,8	6,5	-2,2	8,7		-0,7	-0,6	-0,8	0,3	Jl	-0,9	0,0	-1,8	1,8		-0,3	0,5	-1,2	1,7		-0,5	-0,5	-0,6	0,1
Oc		8,6	22,4	0,4	21,9	Jl		0,7	7,5	-3,0	10,5		-1,2	-1,0	-1,4	0,4	Ag	-0,7	0,3	-1,4	1,7		0,9	3,1	-0,4	3,4		-0,2	-0,2	-0,2	0,1
Nv		11,6	25,8	2,5	23,3	Ag		2,9	11,4	-2,6	14,0		-0,4	-0,3	-0,5	0,2	Sp	0,3	1,9	-0,8	2,8		3,1	6,6	0,2	6,4		1,1	1,3	1,0	0,3
Dc		10,8	22,9	3,0	19,9	Sp		2,3	8,0	-1,5	9,4		-0,2	-0,2	-0,2	0,1	Oc	0,9	2,9	-0,6	3,5		5,5	9,8	1,7	8,1		3,6	3,8	3,4	0,4
Media		4,6	13,6	-0,5	14,1	Media		4,5	11,4	-0,1	11,5		2,0	2,4	1,7	0,7	Media	0,5	1,9	-0,6	2,5		3,2	5,7	1,2	4,6		2,4	2,5	2,3	0,3
A anual		12,8				A anual		9,0					7,6				A anual	3,4					8,3					7,2			

Figura 4.143. Estadísticos mensuales para las series: entre enero y diciembre de 2003, de la sonda situada a -5 cm; entre octubre de 2004 y septiembre de 2005, de las sondas situadas a -5 y -30 cm; entre noviembre de 2005 y noviembre de 2006, de las sondas situadas en el aire y a -10 y -30 cm; entre diciembre de 2006 y agosto de 2007 (serie incompleta), de las sondas situadas en el aire y a -30 cm; y entre octubre de 2007 y septiembre de 2008 de las sondas situadas en el aire y a -30 cm; en la estación Chacha2 (4.976 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

Serie Sonda	Nv2006/Sp07 AIRE					Oc2004/Sp05 -30 cm					Oc2007/Sp08 AIRE					Oc2007/Sp08 -30 cm				
	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT
Dc	3,3	6,1	1,3	4,8	7,2	7,6	6,9	0,7	1,7	4,6	-0,2	4,8	4,4	5,1	3,7	1,3	5,5	6,2	4,8	1,4
En	2,2	4,3	0,8	3,5	4,5	4,8	4,3	0,5	2,1	4,8	0,1	4,7	5,5	6,2	4,8	1,4	6,6	7,4	5,9	1,5
Fb	0,8	2,8	-0,6	3,4	3,9	4,1	3,7	0,4	2,3	5,5	0,2	5,3	2,1	2,5	1,8	0,6	2,1	2,5	1,8	0,6
Mr	0,5	2,0	-0,4	2,5	1,9	2,0	1,8	0,2	0,5	2,8	-1,0	3,9	3,4	4,0	3,0	1,0	3,4	4,0	3,0	1,0
Ab	1,2	2,6	0,2	2,4	1,9	2,1	1,8	0,3	1,2	3,9	-0,4	4,3	2,8	3,3	2,3	0,9	2,8	3,3	2,3	0,9
My	-0,5	0,6	-1,4	2,1	0,7	0,7	0,6	0,1	1,1	3,7	-0,5	4,2	1,7	2,2	1,3	0,8	1,7	2,2	1,3	0,8
Jn	0,0	1,1	-1,0	2,1	-0,2	-0,2	-0,2	0,1	0,6	3,1	-0,7	3,8	0,0	0,2	-0,1	0,3	0,0	0,2	-0,1	0,3
Jl	-1,8	-0,8	-2,7	1,9	-1,1	-0,9	-1,2	0,2	-0,9	1,1	-2,1	3,1	-1,0	-0,8	-1,2	0,4	-1,4	-1,1	-1,6	0,5
Ag	-0,5	1,0	-1,6	2,6	-0,5	-0,5	-0,6	0,1	-0,1	2,5	-1,7	4,3	-0,9	-0,7	-1,1	0,5	-0,9	-0,7	-1,1	0,5
A anual	5,1				8,3				0,4	3,1	-1,3	4,4	1,2	1,8	0,6	1,2	2,0	2,5	1,6	0,9
Media									0,6	3,2	-1,0	4,1	2,0	2,5	1,6	0,9	8,0			
A anual									3,3											

Figura 4.143. Estadísticos mensuales para las series: entre enero y diciembre de 2003, de la sonda situada a -5 cm; entre octubre de 2004 y septiembre de 2005, de las sondas situadas a -5 y -30 cm; entre noviembre de 2005 y noviembre de 2006, de las sondas situadas en el aire y a -10 y -30 cm; entre diciembre de 2006 y agosto de 2007 (serie incompleta), de las sondas situadas en el aire y a -30 cm; y entre octubre de 2007 y septiembre de 2008 de las sondas situadas en el aire y a -30 cm; en la estación Chacha2 (4.976 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MN: temperatura máxima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

mientras que el del suelo sólo queda protegido de la intemperie por una determinada capa de suelo. Si el espesor del suelo es reducido, como en este caso a -5 cm, la radiación solar incidente se deja sentir con temperaturas diurnas muy elevadas, en especial durante el verano (Figura 4.144), y así la temperatura media de las máximas de noviembre de 2003 a -5cm fue de 25,8°C, mientras que la sonda del aire de la serie 2005/06 registró una media de las máximas de 4,4°C en el mes más caluroso (diciembre) (Figura 4.143). Durante la noche, el suelo retiene el calor proporcionado en las horas diurnas y, aunque se produce una fuerte caída de las temperaturas, éstas no alcanzan valores tan bajos como en el aire. De esta manera, la temperatura media de las mínimas a -5 cm en noviembre de 2003 fue de 2,5°C, lo que supone una amplitud diaria media en el mes más cálido de 23,3°C, mientras que en diciembre de 2005 en el aire la media de las mínimas diarias fue de 0,9°C, con una oscilación térmica diaria media de 3,5°C. Por lo tanto, no es de extrañar que en el suelo se obtengan medias mensuales máximas superiores a las del aire.

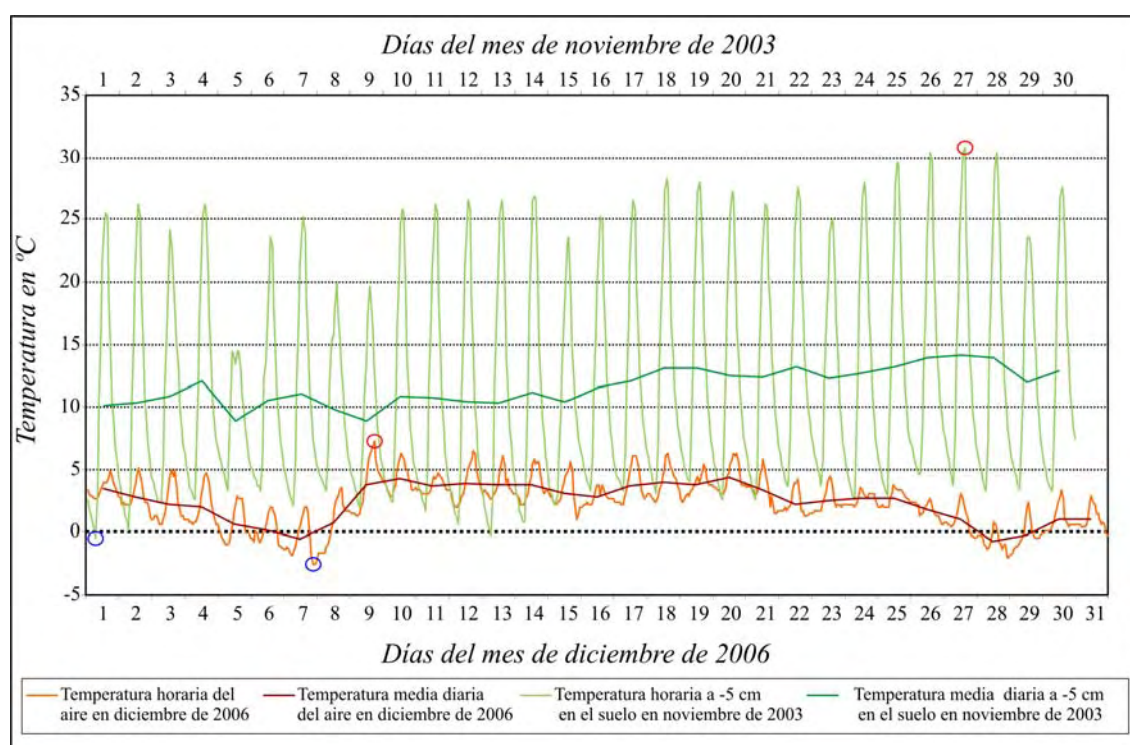


Figura 4.144. Comportamiento diario de la temperatura del aire (2006) y del suelo a -5 cm (2003) durante el mes más cálido (diciembre y noviembre, respectivamente), en la estación Chacha2 (4.976 m s.n.m).

Durante el invierno (Figura 4.145), la sonda instalada a -5 cm de profundidad registra todos los días temperaturas negativas, debido a que el enfriamiento nocturno es más duradero (las noches son más largas y los días más cortos), aunque todos los días también registra temperaturas positivas debido a la radiación solar incidente. Por el contrario, la sonda del aire instalada en la sombra no se calienta lo suficiente durante el período diurno para captar máximas positivas todos los días. De esta manera, la temperatura media de las máximas diarias de junio de 2003 fue de 4,6°C, mientras que la sonda del aire en junio de 2006 sólo alcanzó los -0,3°C. La media de las mínimas diarias de mes más frío de 2003 fue de -4,1°C, frente a los -1,7°C de junio de 2006 en el aire. La sonda del aire, instalada en un lugar ventilado, capta las temperaturas diurnas del aire, aunque estas sean más bajas por estar a la sombra, mientras que la del suelo

está afectada por un fuerte enfriamiento nocturno que retiene el suelo. Estos dos hechos se compensan facilitando así una media mensual en el mes más frío similar (Figura 4.143).

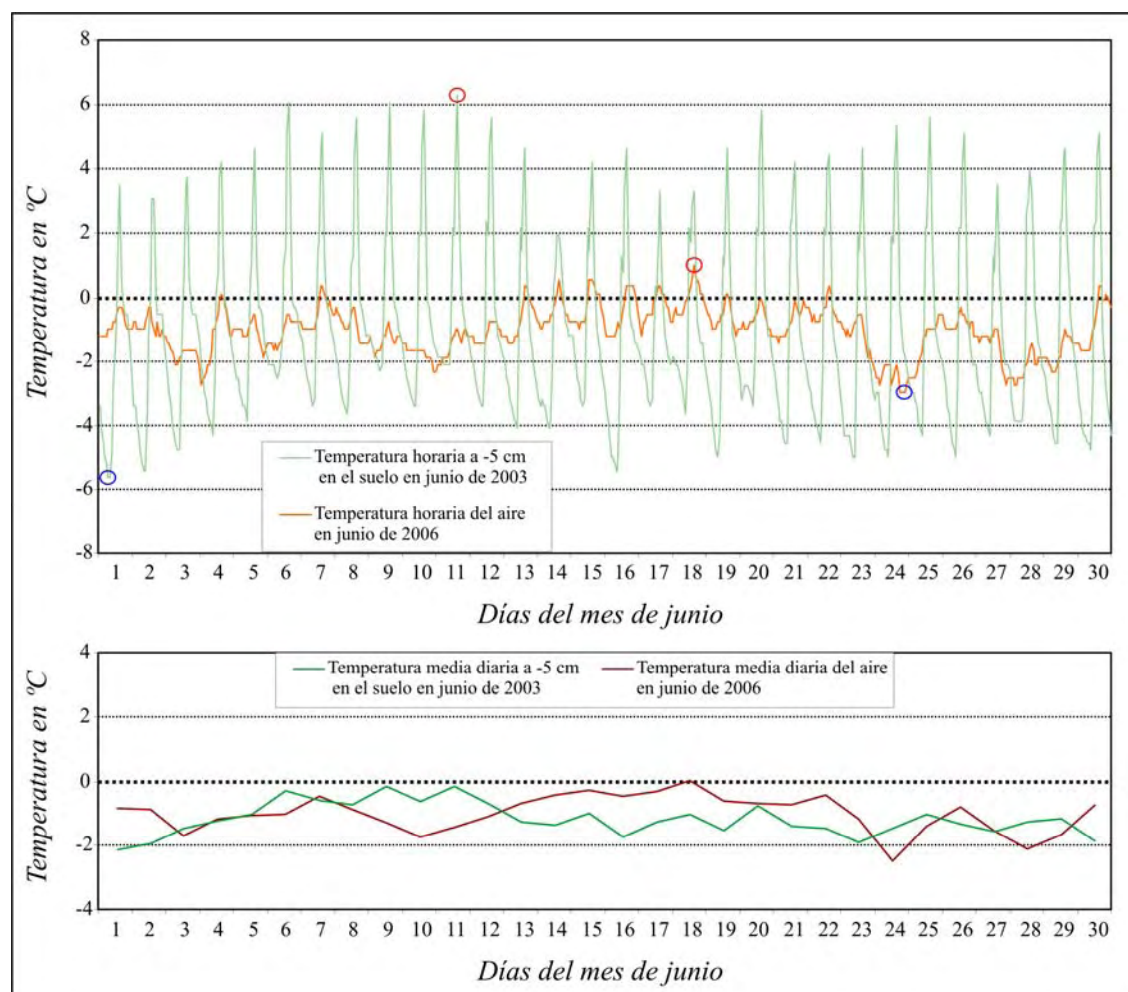


Figura 4.145. Comportamiento diario de la temperatura del aire (2006) y del suelo a -5 cm (2003) durante el mes más frío (junio), en la estación Chacha2 (4.976 m s.n.m).

A -10 cm de profundidad la amplitud térmica diaria sigue siendo superior a la del aire, como así lo atestiguan los 4,6°C de oscilación media diaria durante la serie 2005/06 a -10 cm y los 2,5°C en el aire. Pero a -30 cm la diferencia de las temperaturas en el día se reduce mucho y así, la amplitud media fue de 0,7°C; en la serie anual 2004/05, de 0,3°C durante 2005/06; de 0,3°C, en la serie incompleta 2006/07; y de 0,9°C, en la anual 2007/08. A esta última profundidad, se sigue apreciando ligeramente la diferencia entre la mayor amplitud térmica de los meses más cálidos y la menor de los más fríos.

De la misma manera, la amplitud anual es superior en el interior del suelo a la del aire, y va disminuyendo con la profundidad. Así, presenta valores máximos a -5 cm (12,8°C y 9,0°C los dos primeros años tratados, Figura 4.143), que se reducen en profundidad (p.e., 8,3°C a -10 cm y 7,2°C a -30 cm, en 2005/06); mientras que en el aire la oscilación a lo largo del año presenta valores más reducidos (p.e., 3,4°C en 2005/06).

La mayor o menor influencia de la radicación diurna controla el número de días en los que la temperatura oscila alrededor de 0°C o es negativa o positiva durante todo el día (Figura 4.146). Así, los termómetros del aire presentan un elevado número de días con oscilaciones diarias en torno al punto de congelación (186 en la serie 2005/06 y 235

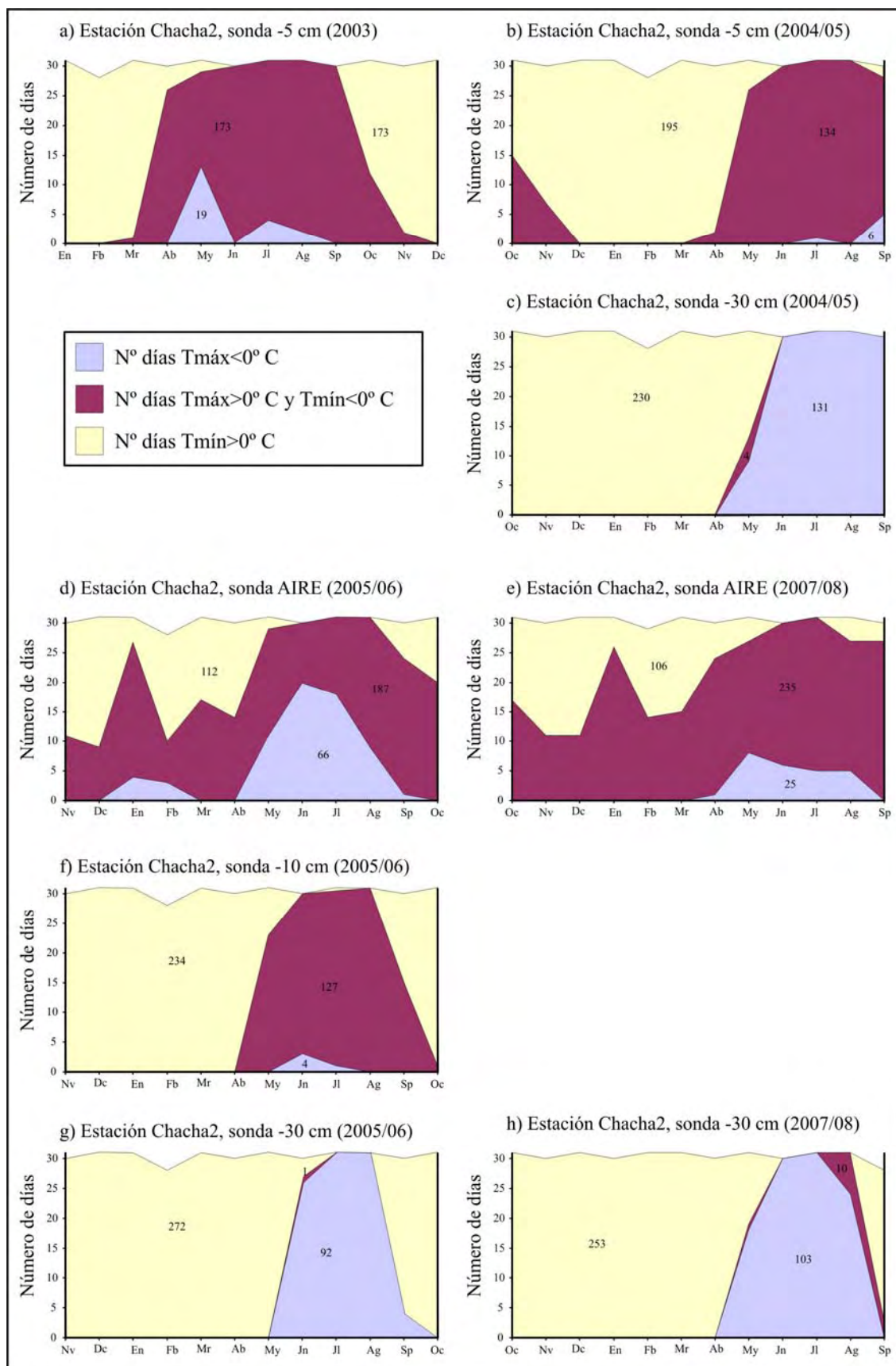


Figura 4.146. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0°C en la estación Chacha2 (4.976 m s.n.m).

en la serie 2007/08), que todavía se dejan sentir en los primeros centímetros del suelo (173 y 164 días a -5 en los años 2003 y 2004/05; y 127 días a -10 cm en la temporada anual 2005/06). El número de días con máximas por debajo de 0°C resulta superior en el aire (186 días durante 2005/06 y 235 en 2007/08) que en la superficie del suelo (173 días a -5 cm en 2003, 164 días a -5 cm en 2004/05 y 127 días a -10 cm en 2005/06). Sin embargo, ya a -30 cm de profundidad los días de helada se incrementan hasta suponer el 25,21% anual en la serie 2005/06 (92 días) y el 28,14% en el último año tratado (103 días). Pero aunque el número de días de helada se incrementa con la profundidad, las mínimas registradas son cada vez más elevadas y así, a pesar de que en la serie 2005/06, a -30 cm, se registraron 92 días con temperaturas inferiores a 0°C todo el día, estas no llegaron a bajar de $-0,97^{\circ}\text{C}$ (mínima absoluta de la serie), mientras que la mínima absoluta del aire fue de $-4,09^{\circ}\text{C}$ (23-11-05). Por lo tanto, aunque aumenta el número de días de hielo con la profundidad, disminuye la intensidad de la helada.

Con los datos de la serie Oc2004/Sp05 para las sondas de -5 y -30 cm, la temperatura media mensual se reduce a razón de $1,0^{\circ}\text{C}$ por cada 10 cm; la máxima mensual, a $-1,34^{\circ}\text{C}/10$ cm; y la mínima, a $-0,77^{\circ}\text{C}/10$ cm. Suponiendo una tendencia lineal de reducción de las temperaturas (Figura 4.147), la amplitud anual cero se alcanza a $-164,75$ cm con una temperatura de $-11,61^{\circ}\text{C}$.

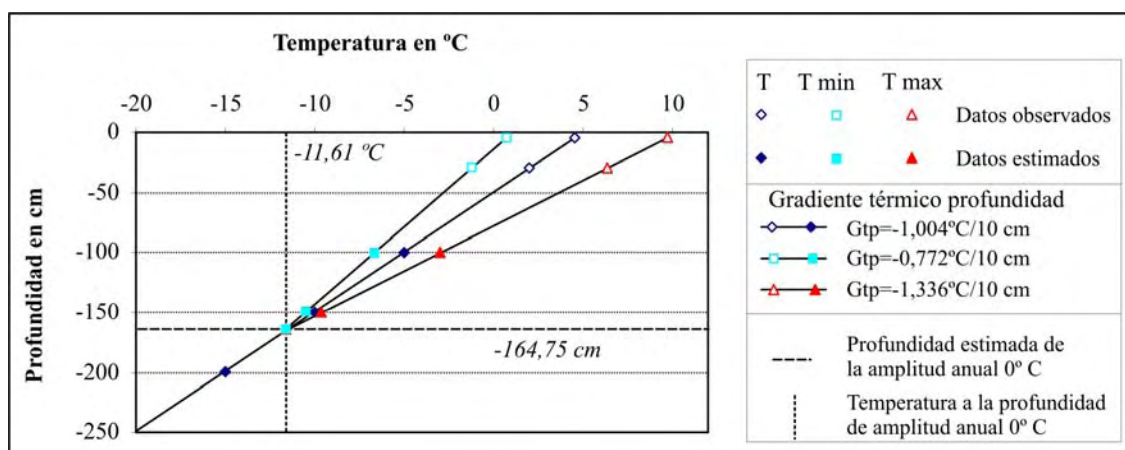


Figura 4.147. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de observación Chacha2 (4.976 m s.n.m), con los datos de la serie Oc2004/Sp05.

Si se toman los datos de la serie anual Nv2005/Nv06 para las sondas de -10 y -30 cm, se observa que la temperatura media mensual disminuye con la profundidad a razón de $0,42^{\circ}\text{C}$ por cada 10 cm. Suponiendo una tendencia lineal para las medias mensuales máxima y mínima del año con la profundidad (Figura 4.148), la amplitud anual cero se localiza a una profundidad de $-158,57$ cm, donde la temperatura media del mes más frío y la del mes más cálido coinciden en $-1,54^{\circ}\text{C}$.

Por lo tanto, con las observaciones realizadas se puede concluir que en la estación Chacha2 los primeros 5 cm del suelo sufren ciclos diarios de hielo/deshielo desde el otoño hasta la primavera (entre abril y noviembre) en un porcentaje anual que oscila entre 47,4% y 36,7%. A -10 cm se reducen a una presencia del 34,8%, para quedar reducidos a 1-10 días a -30 cm. Sin embargo, a esta última profundidad se registran 92-103 días de helada durante los meses de invierno, aunque las temperaturas no llegan a ser tan bajas como las registradas en posiciones superiores. Si la temperatura sigue en el interior del suelo la misma tendencia observada en los primeros centímetros,

el suelo podría permanecer helado todo el año a partir del punto en el que las media mensual más alta quedara por debajo de 0°C (a una profundidad de 80 cm en la serie 2004/05 y de 135 cm en la de 2005/06). Esto sería así de no ser influida antes por el calor geotérmico, pero se desconoce si a esta profundidad llega a afectar, por lo que se deberían hacer sondeos más profundos.

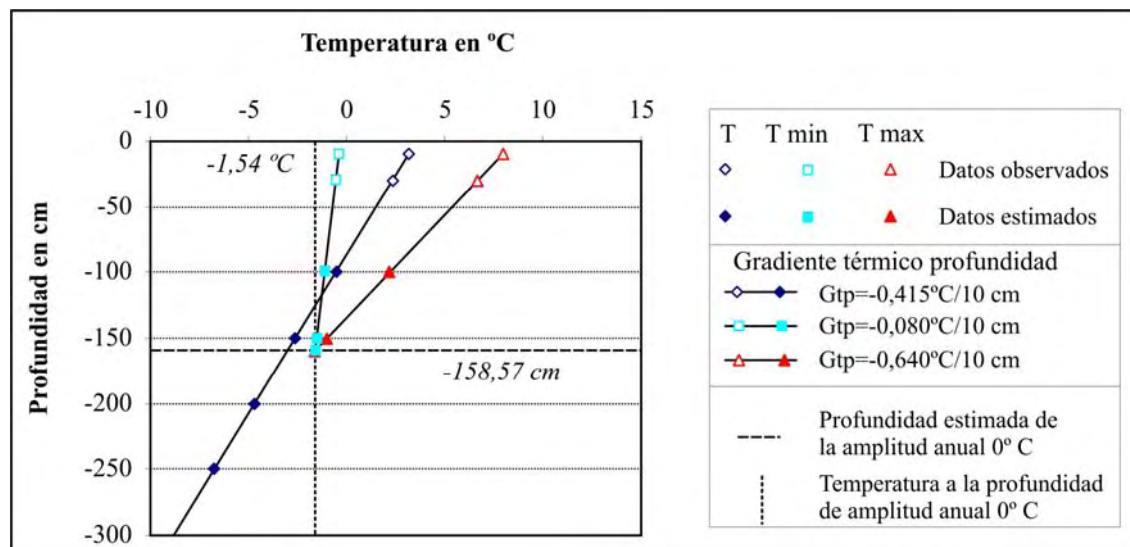


Figura 4.148. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de observación Chacha2 (4.976 m s.n.m), con los datos de la serie Nv2005/Nv06.

Debido a la dificultad del acceso, hasta noviembre de 2007 no se pudo instalar una estación a mayor altura en la ladera del Chachani. En esa fecha se dotó al observatorio Chacha3 (5.331 m s.n.m.) (Figuras 4.20, 4.21 y 4.24.C y D), con dos sondas: aire y -30 cm, que tomaron datos entre el 7-11-2007 y el 21-10-2008, con un intervalo temporal de 90 minutos (16 datos por día) (Figura 4.149). De esta manera, no se obtiene una serie anual completa, sino de 350 días, ya que faltan 6 días en noviembre y 10 en octubre.

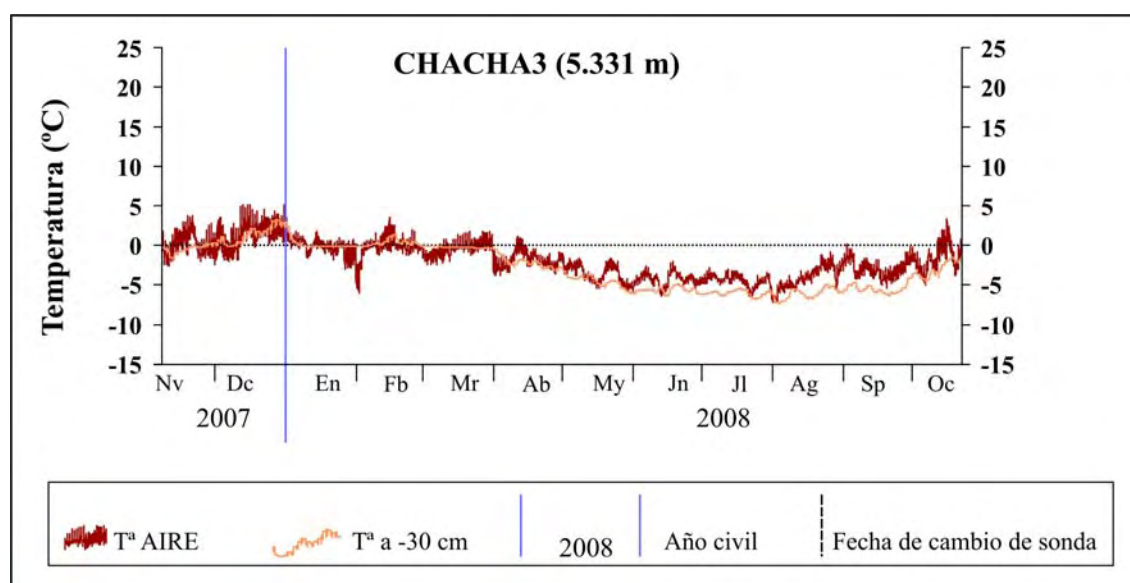


Figura 4.149. Gráficas de los datos tomados por las sondas instaladas en el aire y a -30 cm en el suelo durante la campaña 2007/08, en la estación Chacha3 (5.331 m s.n.m).

A 5.331 m de altitud, la TMAA ya es negativa (Figura 4.150), con sólo dos medias mensuales por encima de 0°C (Figura 4.151). La amplitud térmica diaria media resulta 2,2°C inferior a la calculada para la estación Chacha2 en un periodo de tiempo similar (Oc2007/Sp08). A pesar de esta reducción, se sigue apreciando una mayor oscilación en los días más calurosos del año que en los más fríos. En este reparto anual, la media mensual más elevada se localiza en diciembre, tanto del aire como a -30 cm, al igual que en la estación Chacha2, en las mismas fechas. Sin embargo, la media más baja del año se da con un mes de retardo en el interior del suelo (agosto) respecto a la del aire (julio) y se observa que a -30 cm el mes más frío tiene 1,6°C menos que el del aire.

Serie	Profundidad (cm)	T MEDIA			T ABSOLUTA		AMPLITUD		
		Media	Máx	Mín	Máx	Mín	Media	Máx	Mín
Nv2007/Oc08	AIRE	-1,9	-0,9	-2,8	5,1	-7,3	1,9	5,2	0,5
Nv2007/Oc08	30	-2,7	-2,6	-2,9	3,3	-7,4	0,2	1,1	0,0

Figura 4.150. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para la serie entre noviembre de 2007 y octubre de 2008 de las sondas situadas en el AIRE y a -30 cm, en la estación Chacha3 (5.331 m s.n.m).

Serie Sonda	Nv2007/Oc08 AIRE				Nv2007/Oc08 -30 cm			
	MD	MX	MN	AT	MD	MX	MN	AT
Nv (*)	0,1	1,8	-1,3	3,2	-0,5	-0,4	-0,6	0,2
Dc	1,4	3,5	-0,1	3,5	1,3	1,6	1,0	0,6
En	-0,3	0,6	-1,2	1,8	0,0	0,1	0,0	0,1
Fb	-0,2	0,9	-1,1	2,0	0,3	0,4	0,2	0,2
Mr	-0,5	0,6	-1,4	2,0	-0,3	-0,2	-0,3	0,0
Ab	-1,9	-1,0	-2,6	1,7	-2,3	-2,2	-2,4	0,3
My	-3,7	-3,1	-4,3	1,2	-4,7	-4,5	-4,7	0,2
Jn	-4,3	-3,8	-4,8	1,1	-5,7	-5,5	-5,8	0,2
Jl	-4,5	-4,0	-5,0	1,0	-6,1	-6,0	-6,2	0,2
Ag	-3,9	-3,2	-4,6	1,4	-6,1	-6,0	-6,2	0,2
Sp	-2,9	-2,0	-3,8	1,8	-5,5	-5,3	-5,6	0,3
Oc (**)	-1,6	-0,3	-2,8	2,6	-3,1	-2,9	-3,2	0,4
Media	-1,9	-0,8	-2,7	1,9	-2,7	-2,6	-2,8	0,2
A anual	6,0				7,4			

Figura 4.151. Estadísticos mensuales para la serie entre noviembre de 2007 y octubre de 2008 de las sondas situadas en el AIRE y a -30 cm, en la estación Chacha3 (5.331 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.

(*)Las medias mensuales se obtienen con los datos de 24 días de noviembre de 2007.

(**)Las medias mensuales se obtienen con los datos de 21 días de octubre de 2008.

En el aire se han contabilizado 321 días con mínimas diarias por debajo de 0° C, de los que 207 tienen también máximas negativas (Figura 4.152). Prácticamente, desde mediados de abril hasta finales de septiembre no se anota ninguna temperatura positiva en la sonda. En el interior del suelo, el 81,14% de los días permanecen por debajo del punto de congelación, mientras que sólo en 14 días se registraron oscilaciones alrededor de 0°C, frente a los 114 del aire. Los días con oscilaciones se reducen con la profundidad, ya que la amplitud diaria también disminuye, al atenuarse la influencia de la radiación solar. Así, los días de otoño presentan temperaturas negativas continuas en el interior del suelo, mientras que en superficie la radiación solar consigue elevar la temperatura por encima de 0°C y la irradiación nocturna los devuelve a valores negativos. En los días de verano, el enfriamiento que sufre el aire y la superficie del suelo durante las noches más cortas no llega a reducir las temperaturas del interior por debajo de 0°C, por lo que se incrementa el número de días libre de helada a -30 cm (54 días) respecto del aire (29 días). A pesar de ello, en enero se observan 24 días con temperaturas medias ligeramente por debajo de 0°C (-0,1°C) y con oscilaciones diarias nulas. Se puede tratar del efecto aislante de una capa de nieve, ya que las

precipitaciones se producen en esta época del año, aunque no se ha observado una situación parecida en el termómetro del aire, donde suele quedar adherida la nieve y provocar el mismo comportamiento.

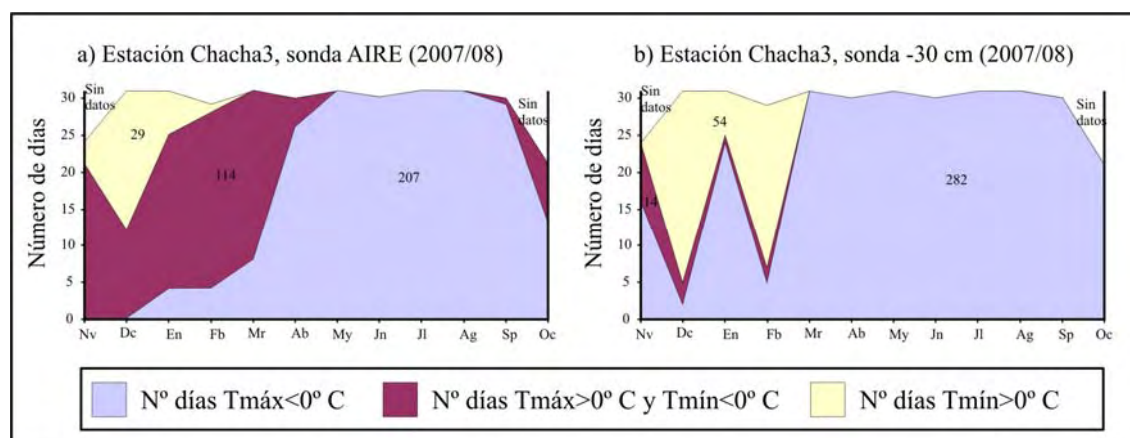


Figura 4.152. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0° C en la estación Chacha3 (5.331 m s.n.m.).

Con la serie 2007/08 no se pudo determinar el gradiente térmico de profundidad en el suelo, porque solo hay datos para una única sonda en el interior del suelo. De todas formas a -30 cm el suelo permanece congelado de marzo a noviembre y, aunque se alcanza alguna temperatura positiva durante las horas centrales del día en noviembre, no es superior a 0,23°C (máxima absoluta de noviembre). En el momento de instalación de las sondas y de volcado de datos el suelo estaba congelado.

Resulta muy probable que a mayor profundidad el suelo permanezca congelado durante todo el año, por lo que para constatar con seguridad la presencia de permafrost en futuros estudios, durante el trabajo de campo de octubre de 2008 se instaló otra sonda a 1 metro de profundidad.

B- Gradientes verticales de la temperatura:

El gradiente vertical de las **TMAA** en la ladera suroriental del Chachani se ha calculado a partir de las temperaturas del aire anotadas en las estaciones Chacha1 y 2 durante la serie Oc2007/Sp08 y las conseguidas en el observatorio Chacha3 entre el 7-11-2007 y el 21-10-2008. Según éste las TMAA disminuyen 1,30°C por cada 100 m de ascenso entre la estación más baja y la más alta, aunque la tendencia no es uniforme, ya que decrecen 2,98°C/100 m entre las dos primeras estaciones y 0,70°C/100 m entre la segunda y la última.

El modelo de distribución con este gradiente vertical se ha realizado con la tendencia lineal:

$$y = -0,0117x + 59,9787$$

donde la TMAA es la variable dependiente y el R^2 es de 0,86.

En esta distribución (Figura 4.153) los procesos de helada son dominantes por encima de 5.312 m y el límite inferior del piso morfoclimático periglacial queda marcado por la isohipsa de 5.140 m. La TMAA es de 0°C a 4.883 m.

Obsérvese que la temperatura estimada de -2°C se encuentra a 5.312 m, mientras que a 5.331 m (Chacha3) se registró una TMAA de $-1,9^{\circ}\text{C}$. El intervalo de precisión en el modelo vuelve a ser de unos 20 m.

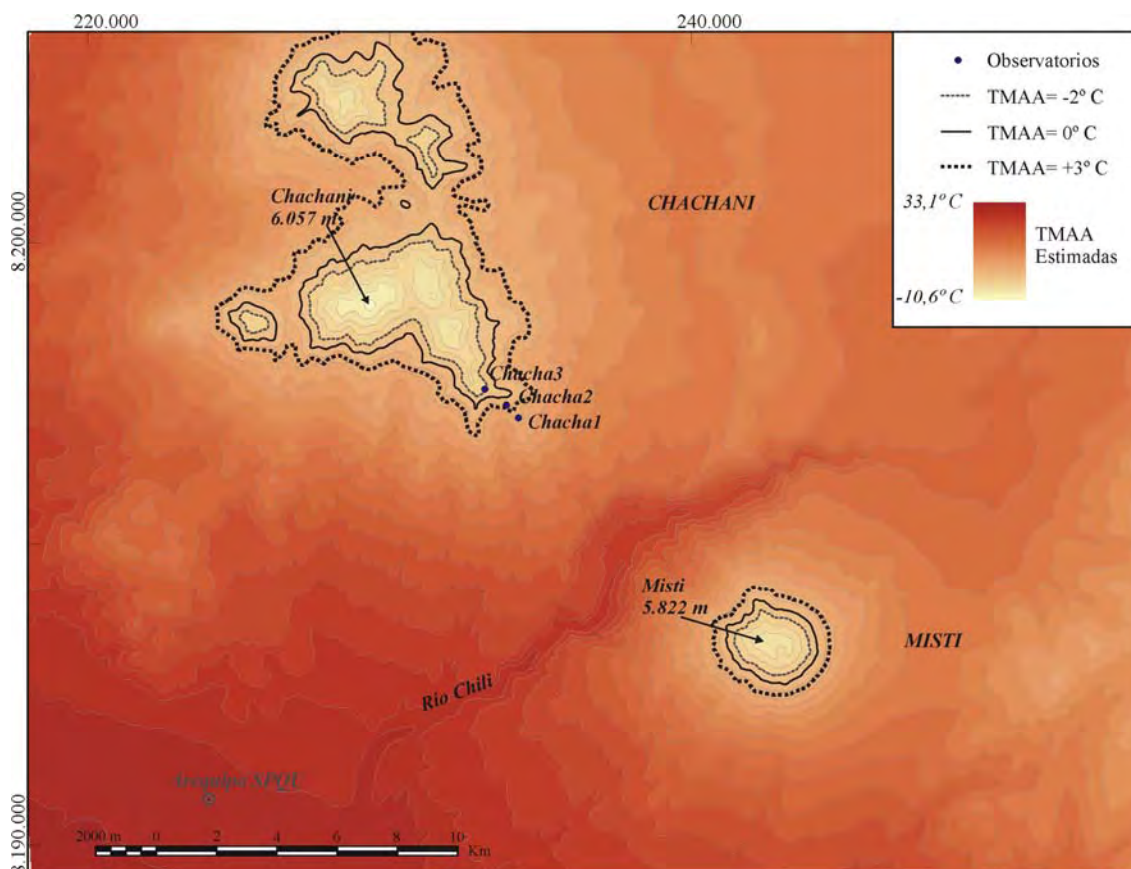


Figura 4.153. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA en el complejo Misti-Chachani según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAA de las estaciones Chacha 1, 2 y 3. También se indican las isoterma/isohipsas que marcan el límite inferior del dominio de la helada (-2°C), de los ciclos de congelación y deshielo (0°C) y del ambiente periglacial ($+3^{\circ}\text{C}$), según French (2007).

Si se incluye a la lista de TMAA la obtenida en el observatorio de Arequipa SPQU para el período Oc2007/Sp08 ($13,8^{\circ}\text{C}$), se consigue un gradiente de $-0,55^{\circ}\text{C}/100$ m. De nuevo la diferencia es mayor entre las estaciones Chacha1 y 2 ($2,98^{\circ}\text{C}/100$ m), que entre las dos más bajas ($0,4^{\circ}\text{C}/100$ m) o las dos más altas ($0,7^{\circ}\text{C}/100$ m). El modelo de distribución de las TMAA a partir de este gradiente (Figura 4.154) se ha desarrollado con la ecuación:

$$y = -0,0052x + 27,07807$$

con un R^2 de 0,94.

En este modelo, el ámbito periglacial se extiende por encima de los 4.651 m y a partir de 5.617 m son dominantes los procesos de la helada. Las TMAA son de 0°C a 5.231 m. en este caso, los valores estimados se ajustan bien a los observados en las estaciones de muestreo.

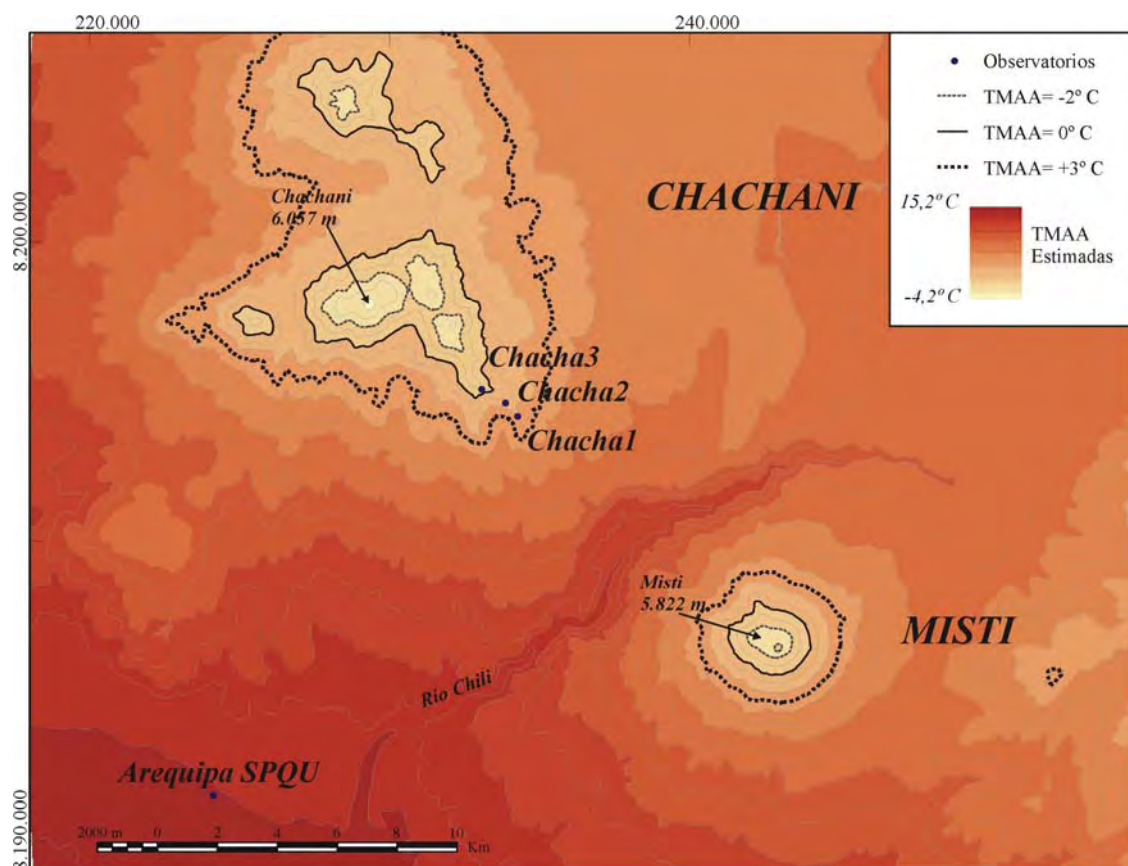


Figura 4.154. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA en el complejo Misti-Chachani según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAA de las estaciones Arequipa SPQU, Chacha1, 2 y 3. También se indican las isothermas/isohipsas que marcan el límite inferior del dominio de la helada (-2°C), de los ciclos de congelación y deshielo (0°C) y del ambiente periglaciario ($+3^{\circ}\text{C}$), según French (2007).

A -5 cm se tienen TMAA para las estaciones Chacha1 y 2 durante la serie anual de 2003 y con ellas se ha establecido un gradiente vertical de $-3,13^{\circ}\text{C}$ por cada 100 m de ascenso. A esta relación se le ajustó una recta con la ecuación:

$$y = -0,0313x + 160,3293$$

a partir de la que se generó un modelo de distribución de TMAA a -5 cm (Figura 4.155). Según este reparto altitudinal, las TMAA quedan bajo el punto de congelación a -5 cm por encima de los 5.122 m . Pero las TMAA estimadas en las alturas extremas no se ajustan a la realidad, ya que en el aeropuerto de Arequipa la TMAA a -5 cm sería de casi 82°C y en la cima del Chachani de $-28,4^{\circ}\text{C}$. Así, se puede observar que las TMAA a -5 cm no se ajustan a una distribución lineal.

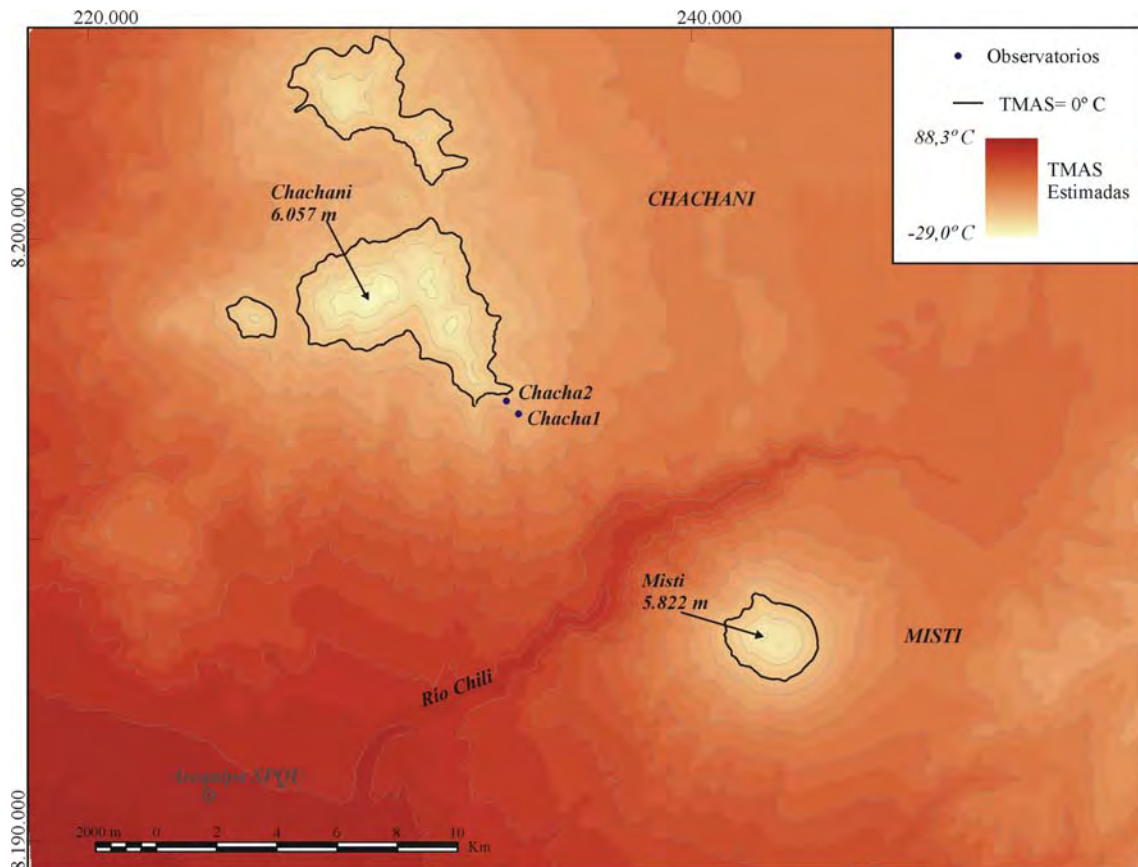


Figura 4.155. Modelo de distribución altitudinal de las TMAS a -5 cm, en el complejo Misti-Chachani según un ajuste lineal calculado con los valores de las TMAS de las estaciones Chacha1 y 2.

Con las TMAS a -30 cm, calculadas a partir de las colecciones de datos capturadas durante el periodo 2007/08 en las tres estaciones establecidas en el Chachani, se ha determinado un gradiente altitudinal de $-1,8^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Entre las dos estaciones más bajas la TMAS decrece a razón de $3,1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, mientras que entre las dos últimas desciende $1,3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. La recta ajustada a estos valores tiene la ecuación:

$$y = -0,0171x + 88,0371$$

con un R^2 de 0,95. El modelo de distribución de TMAS a -30 cm se representa en la figura 4.156. En este reparto la TMAS estimada para la estación Chacha3 fue de $-3,4^{\circ}\text{C}$, mientras que el valor observado fue de $-2,7^{\circ}\text{C}$. Para la estación Arequipa SPQU se estima una TMAS a -30 cm de $45,3^{\circ}\text{C}$ y para Aguada Blanca, de $24,1^{\circ}\text{C}$; cantidades elevadas para estos observatorios teniendo en cuenta que sus TMAA son de $13,8^{\circ}\text{C}$ y $4,9^{\circ}\text{C}$, respectivamente.

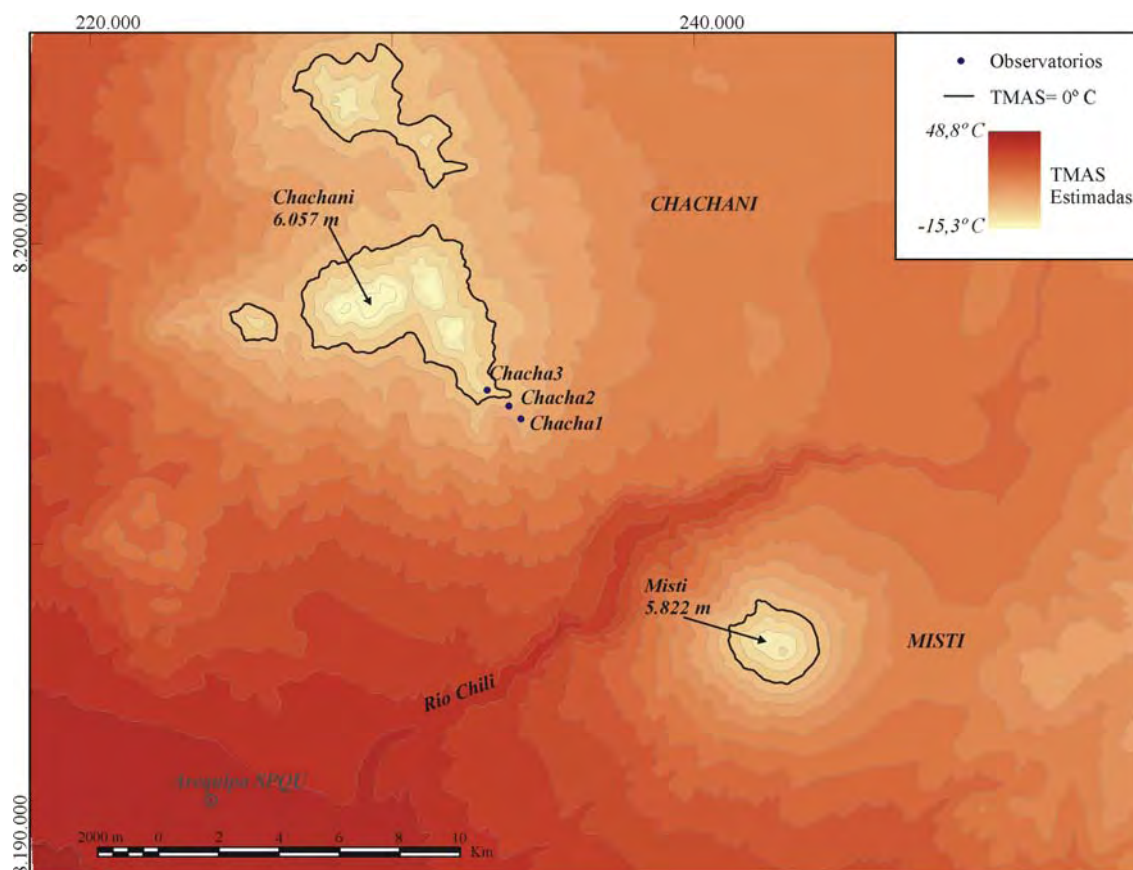


Figura 4.156. Modelo de distribución altitudinal de las TMA a -30 cm, en el complejo Misti-Chachani según un ajuste lineal calculado con los valores de las TMA de las estaciones Chacha1, 2 y 3.

C- Modelo de distribución del permafrost según Abramov *et al.* (2008):

Para desarrollar el modelo propuesto por Abramov *et al.* (2008) a partir de los datos térmicos obtenidos en la ladera suroriental del Chachani se han empleado el modelo de radiación solar directa media anual (en W/m^2) generado con ArcGis para el periodo Oc2007/Sp08 y el modelo distribución de TMAA elaborado a partir de los datos de temperaturas de las estaciones Chacha1, 2 y 3 y Arequipa SPQU (Figura 4.154). Por otra parte, las TMA observadas a -30 cm en el mismo periodo de estudio sirvieron para calcular ΔT (diferencia entre la TMAA estimada y la TMA medidas en los puntos de muestreo), y definir la constante formada por el valor de la pendiente de la recta que relaciona ΔT y RAD, que dio como resultado 0,0025, con un coeficiente de determinación para la recta de ajuste de 0,63.

En el modelo resultado de aplicar la fórmula de Abramov *et al.* (2008) (Figura 4.157) se distinguen los siguientes límites altitudinales para las categorías propuestas (Figura 4.158).

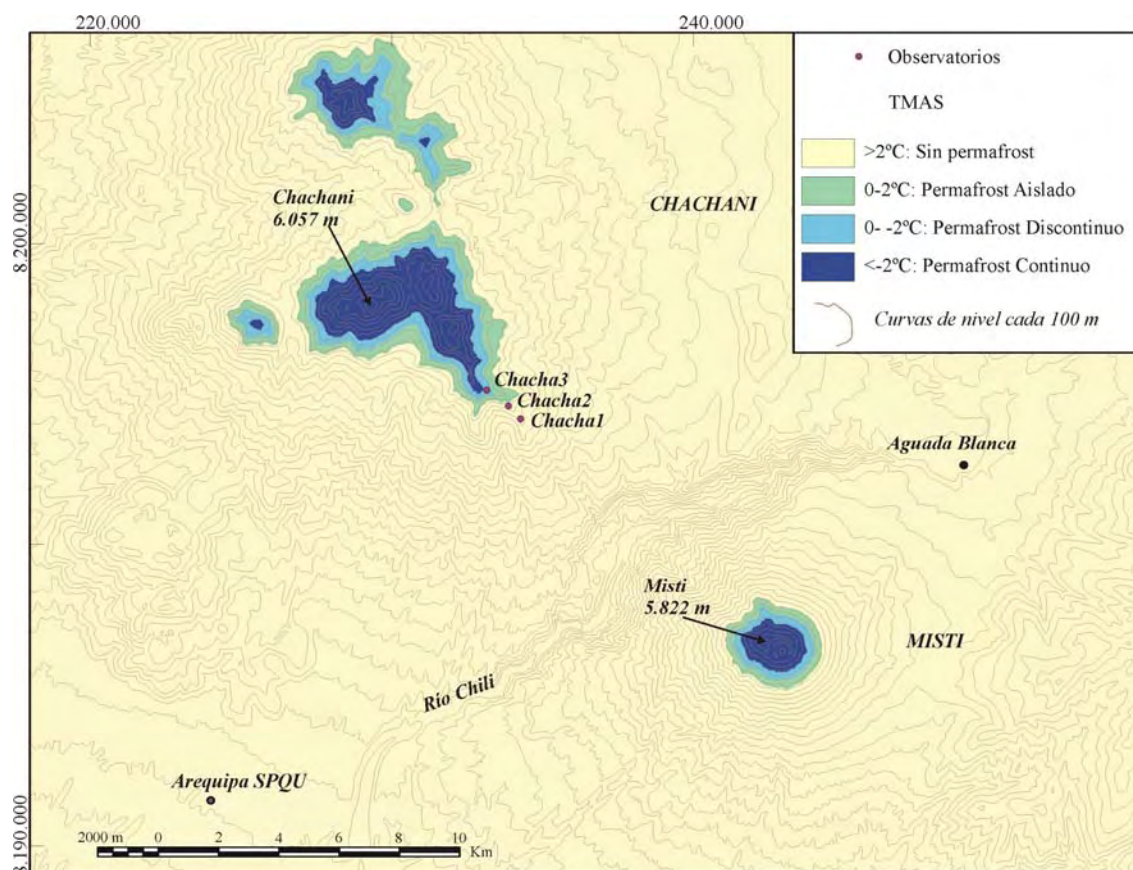


Figura 4.157. Modelo de distribución de TMAS según el método propuesto por Abramov *et al.* (2008), en el área del complejo volcánico Misti-Chachani, a partir de las TMAA estimadas con los valores de las TMAA de los observatorios de Arequipa SPQU, Chacha1, 2 y 3 (Figura 4.153), las TMAS a -30 cm observadas en las estaciones Chacha1, 2 y 3; y el modelo de radiación solar directa media anual.

	TMAS (° C)	Altitud (m) según orientación				Superficie (m ²)		
		N	E	S	W	TOTAL	MISTI	CHACHANI
<i>Aislado</i>	+2 / 0	5.080	5.096	5.050	5.098	18.465.949	2.373.843	16.092.106
<i>Discontinuo</i>	0 / -2	5.246	5.265	5.237	5.250	11.871.074	1.784.105	10.086.969
<i>Continuo</i>	< -2	5.416	5.436	5.414	5.432	16.759.989	2.658.963	14.101.027
Área total						47.097.012	6.816.911	40.280.102

Figura 4.158. En la tabla se indica el límite altitudinal inferior (en m s.n.m.) de cada una de las categorías establecidas por Abramov *et al.* (2008), según el modelo de TMAS estimadas, en el Chachani. En la última columna se anotan las superficies planimétricas (en m²) ocupadas por cada uno de los tipos de permafrost en las cumbres del complejo volcánico Misti-Chachani. En este caso la estimación se ha realizado con del modelo de distribución de TMAA de las estaciones Arequipa SPQU, Chacha1, 2 y 3 y las TMAS de -30 cm.

3.5.- Síntesis de los resultados y comparaciones.

El análisis de los datos térmicos recogidos en el complejo volcánico **Popo-Izta** permite establecer la distribución de las temperaturas en el área de estudio, así como los límites de la presencia del suelo helado y sus relaciones con la actividad volcánica.

En la ladera norte del volcán **Popocatepetl**, el estudio de los valores capturados en las distintas estaciones (Figura 4.159) proporciona las siguientes conclusiones sobre el comportamiento térmico del suelo a las diferentes altitudes:

- En la estación Popo1 (4.103 m) todas las temperaturas medidas a -10 y -80 cm en el interior del suelo son positivas a lo largo de dos campañas anuales. Se observa que la TMAAS disminuye lentamente con la profundidad. La tendencia lineal de las temperaturas medias mensuales máxima y mínima indican que el límite de amplitud 0 se alcanza a los 280 m de profundidad aproximadamente con una temperatura positiva (6,73° C). Por lo tanto, se deduce que en esta localización no se producen procesos de hielo-deshielo en el suelo.
- En la estación Popo2 (4.251 m) la sonda instalada en el suelo a -5 cm registró 18 días de helada y 125 ciclos diarios de congelación/deshielo en una serie incompleta de 295 días, pero a -10 cm sólo se contabilizan 6 días en los que las temperaturas oscilan alrededor de 0°C y a partir de -20 cm ninguna temperatura es negativa. Las TMAAS aumentan con la profundidad debido al ascenso rápido de las temperaturas mínimas, por lo que no es probable encontrar permafrost en profundidad.
- A 4.379 m (Popo3), además de los termómetros del suelo, se instaló una sonda de aire que durante dos años contabilizó un alto número de días con ciclo de hielo/deshielo (172-195) y tan sólo 2-5 días en los que la temperatura no subió de 0°C. Las TMAA son positivas (2,9 y 3,0°C), aunque la media de diciembre permanece por debajo de 0°C. En los primeros centímetros del suelo las TMAAS son inferiores a las TMAA (al contrario de la tendencia expuesta por Smith y Riseborough (2002), Figura 4.2A) y a -10 cm se registran 2,3°C (2,9°C en el aire en el mismo año) y a -20 cm, 2,50° C (3,04° C en el aire el mismo año). El número de días de helada en el suelo es sensiblemente superior al del aire (131, 138, 97, según el año), pero disminuyen los ciclos diarios de hielo/deshielo (12, 18, 32, según el año). La intensidad de la helada disminuye en el interior del suelo, al igual que la amplitud térmica anual y la oscilación diaria media. Con los datos que se poseen no se puede realizar una tendencia de las temperaturas en el interior del suelo fiable, tan sólo se sabe que los primeros centímetros del suelo permanecen helados entre noviembre y marzo, hasta una profundidad de -30 cm.
- En la estación Popo4 (4.623 m), sólo funcionó durante un año la sonda de 10 cm de profundidad, que registró 18 días por debajo de 0°C y 2 ciclos diarios de hielo/deshielo y su temperatura media anual fue de 5,96° C. Aunque se esperaba una disminución de las medias anuales y un aumento de los días de helada respecto de la estación inferior, las observaciones indicaron lo contrario. Los registros del termómetro dibujan un trazo paralelo (Figura 4.47) al que muestran las sondas instaladas en la estación Popo5 (Figura 4.50) en el mismo periodo, por lo que no se considera el mal funcionamiento del aparato, sino que la temperatura tuvo un comportamiento atípico en esta estación por la influencia de algún factor que no se ha tenido en cuenta, como puede ser la presencia de calor geotérmico.

- La estación más elevada (Popo5 4.885 m) registró TMAA a -10 y -30 cm positivas (1,4°C y 1,2°C), aunque las medias mensuales de noviembre a febrero fueron negativas. A estas profundidades se producen 105 y 142 días, respectivamente, con máximas diarias negativas. El comportamiento térmico con la profundidad es similar a otras estaciones, con una reducción de la amplitud térmica anual, de la oscilación diaria media anual y del número de ciclos diarios de hielo/deshielo. La tendencia lineal de las temperaturas media anual y mensuales medias, máxima y mínima, indica que la media anual puede alcanzar los 0°C a una profundidad de 132 cm, con lo que se podría desarrollar permafrost a partir de esta profundidad. Por otro lado, si se supone que las temperaturas mínimas absolutas del año aumentan también de forma lineal con la profundidad, por debajo de -61 cm la mínima absoluta quedaría por encima de 0° C, por lo que se anularían las posibilidades de presencia de permafrost. Según las observaciones realizadas, el suelo permanece helado a -30 cm desde noviembre a marzo, aunque la intensidad de la helada se reduce con la profundidad. Durante el deshielo son frecuentes los procesos de solifluxión.

EST.	Altitud (m)	OBSERVACIONES	División según French (2007)	Metodología de Abramov <i>et al.</i> (2008)	
			Modelos Gtv TMAA	Modelo del Izta (1)	Modelo del Popo (2)
Popo1	4.103	El suelo no se hiela.	Fuera del ámbito periglaciario	Sin permafrost	Sin permafrost
Popo2	4.251	Ciclos diarios de hielo/deshielo en invierno (125-64 a -5 cm). Sin suelo helado.	Fuera del ámbito periglaciario	Sin permafrost	Sin permafrost
Popo3	4.379	TMAA positiva. Ciclos diarios de hielo/deshielo en el aire (195-172). Superficie del suelo helada entre noviembre y marzo hasta -30 cm.	Ámbito periglaciario, sin dominio de la helada	Sin permafrost	Sin permafrost
Popo4	4.623	2 ciclos de hielo/deshielo y sólo 18 días de helada (-10 cm). Comportamiento atípico.	Ámbito periglaciario, sin dominio de la helada	Sin permafrost	Sin permafrost
Popo5	4.885	Suelo helado de noviembre a marzo a -30 cm. Solifluxión	Ámbito periglaciario, sin dominio de la helada.	Permafrost aislado.	Permafrost aislado (N)

Figura 4.159. Síntesis de los resultados obtenidos en el estudio de las temperaturas del aire y del suelo en el volcán Popocatepetl según las observaciones realizadas en las estaciones, los modelos generados con los gradientes térmicos verticales (Gtv) de las TMAA, y los modelos generados con la metodología propuesta por Abramov *et al.* (2008), con los valores observados en el Iztaccíhuatl (1) y con los obtenidos en el Popocatepetl (2).

Los modelos realizados con los gradientes altitudinales de las TMAA sirven para delimitar las áreas de los ambientes periglaciares con la isoterma de +3°C y aquellos en los que domina la acción de la helada con TMAA inferiores a -2°C (French, 2007). De esta manera, en la ladera norte del Popocatepetl el modelo generado a partir de los datos

de las estaciones de San Pedro Nexapa y la estación Popo3 (Figura 4.55) delimita el medio periglaciario a partir de 4.364 m y el dominio de la acción de la helada por encima de los 5.114 m. Estos límites son muy parecidos a los utilizados en la generación del modelo de distribución de temperaturas en el complejo Popo-Izta, a partir de los datos ofrecidos por las estaciones de San Pedro Nexapa e Izta4 en el Iztaccíhuatl (isoterma de $+3^{\circ}\text{C}$ a 4.379 m e isoterma de -2°C a 5.100 m).

El gradiente vertical de las TMAS registradas a -10 cm (serie anual 2004/05) se corresponde con una recta de regresión con un ajuste casi perfecto ($R^2 = 0,99$) entre los valores observados simultáneamente en las estaciones Popo1, Popo2 y Popo3. Según esta tendencia, la TMAS es negativa por encima de 4.479 m e inferior a -2°C a partir de 4.564 m. Los valores estimados para las estaciones Popo4 ($-3,1^{\circ}\text{C}$) y Popo5 ($-9,5^{\circ}\text{C}$) no se corresponden con los observados en la serie anual 2005/06 ($6,0^{\circ}\text{C}$ y $1,4^{\circ}\text{C}$, respectivamente), por lo que se piensa que, o bien la temperatura del suelo no muestra buenas correlaciones con la altitud en rangos mayores, o existe una anomalía térmica en el suelo en la franja altitudinal de las estaciones Popo4 (4.623 m) y Popo5 (4.885 m) en la ladera norte del Popocatepetl.

El modelo de distribución de TMAS con el gradiente altitudinal, calculado con los datos observados a -20 cm en las estaciones Popo2 y Popo3, indica que las TMAS a esta profundidad deben ser inferiores a 0°C a partir de 4.491 m de altitud. Las estimaciones realizadas con este modelo no son satisfactorias, ya que por ejemplo el valor estimado para la estación Popo5 es de $-8,6^{\circ}\text{C}$, que no se acerca a los observados de $1,4^{\circ}\text{C}$ a -10 cm y $1,2^{\circ}\text{C}$ a -30 cm. Tampoco es verosímil la estimación de 45°C a -20 cm bajo la población de Amecameca. Esto se puede explicar porque exista una cierta influencia de calor geotérmico en las proximidades de la estación Popo5, o bien porque las TMAS a -20 cm no presentan una distribución lineal con la altura. Para verificar una de estas posibilidades habría que instalar nuevas sondas en el Popocatepetl por encima de los 4.500 m, a distintas profundidades y ver qué tipo de relación presentan con la altitud.

En los tres modelos de la distribución de los distintos tipos de permafrost empleando la metodología propuesta por Abramov et al. (2008), utilizando en cada caso las TMAS a -10, -20 y -80 cm del Popocatepetl (Figuras de la 4.60 a la 4.65), el límite inferior del permafrost continuo se localiza a 5.285 m, únicamente en el interior del cráter y con orientaciones norte o planas. Pero la actividad del volcán de momento impide la formación de hielo en el fondo del cráter, por lo que mientras duren las manifestaciones de actividad volcánica es imposible la localización de permafrost aquí. Hay que notar que antes de la actual etapa eruptiva existió una laguna alojada en el cráter, por lo que hay que suponer que el calor geotérmico actuaba en el área impidiendo la formación de un glaciar, como el que simultáneamente ocupaba la ladera norte del cono superior a una altitud similar.

Según el modelo de distribución de las TMAA en función de la altitud en el volcán Popocatepetl, la isoterma de -2°C se localiza a 5.114 m, altitud por encima de la cual los procesos de helada serían dominantes (French, 2007). Esta altitud coincide aproximadamente con el límite inferior del permafrost discontinuo en los modelos realizados con la metodología de Abramov et al. (2008) en la cara norte (entre 5.011 y 5.135 m). En estos modelos, el permafrost aislado aparece entre los 4.734-4.840 m hasta los 5.011-5.135 m, donde se encuentra la estación Popo5 (4.885 m) que presenta el suelo helado de noviembre a marzo hasta al menos 30 cm de profundidad.

El ámbito periglaciario se desarrolla por encima de 4.364 m según los gradientes verticales (French, 2007). En la estación Popo3 los primeros 30 cm del suelo permanecen helados durante los meses de invierno, con lo que las observaciones

coinciden con el límite establecido por el modelo. Sin embargo, en la estación Popo2 (4.251 m) el suelo no se hiela de forma continuada, pero un tercio de los días del año sufre ciclos de hielo/deshielo, lo cual tiene que influir en la micromorfología de la superficie del suelo.

En la ladera occidental del **Iztaccíhuatl**, las observaciones realizadas a distintas alturas indican los siguientes comportamientos térmicos del suelo (Figura 4.160):

- En la estación Izta1 (4.137 m) los 10 primeros centímetros del suelo sufren ciclos de hielo-deshielo diarios de noviembre a marzo, aunque una tercera parte del tiempo permanece por debajo de 0°C, con mínimas absolutas que casi alcanzan los -4°C. A -20 cm de profundidad el efecto de la radiación solar se ve amortiguado y se aprecia un periodo de helada de 75 días, con temperaturas mínimas inferiores a -2° C. Pero con la profundidad la helada es menos intensa (la temperatura queda ligeramente por debajo de cero, a -0,08° C) y sufre un retardo temporal ya que a -60 cm se registran 50 días de helada entre los meses de febrero y abril. A -80 cm, la temperatura permanece positiva a lo largo del año, con una media anual muy similar a la registrada a -10 cm, pero con una amplitud anual inferior (9,7°C a -10 cm y 6,2°C a -80 cm) y una amplitud media diaria muy reducida (6,3° C a -10 cm y 0,05°C a -80 cm). Según los datos observados, en la localidad muestreada no se desarrolla permafrost, pero hasta una profundidad de 60 cm el suelo permanece helado durante el invierno, con una clara disminución de la intensidad de la helada con la profundidad.
- El tratamiento de los datos obtenidos en las dos sondas instaladas en el suelo en a 4.382 m (Izta2) muestra un patrón similar al de la estación Izta1. Los primeros centímetros del suelo permanecen helados 125 días al año, entre noviembre y marzo, con temperaturas mínimas que alcanzan los -4,7°C. Sin embargo, a -57 cm no se registran temperaturas negativas y la media anual es ligeramente superior a la de -10 cm. En 47 cm de profundidad, la amplitud anual se reduce (8,5°C a -10 cm y 2,9°C a -57 cm) y la oscilación media diaria prácticamente se anula (3,9°C a -10 cm y 0,04°C a -57 cm). La tendencia lineal de las TMAA registradas en el periodo de observación indica un incremento con la profundidad por lo que se estima que en esta localidad no se desarrolla permafrost. La helada invernal (de noviembre a marzo) reduce su presencia a los primeros 10 cm del suelo.
- A 4.681 m de altitud (Izta3), las dos series anuales de temperaturas tomadas a -10 y -20 cm en dos campañas temporales distintas, indican un bajo número de días de helada (48 a -10 cm y 7 a -20 cm), al igual que un reducido número de días con ciclos de hielo/deshielo (11 a -10 cm y 4 a -20 cm). La intensidad de la helada es inferior a la de las dos estaciones situadas en cotas más bajas y viene marcada por unas temperaturas mínimas absolutas de -2,8°C a -10 cm y -0,3°C a -20 cm. Este comportamiento es contrario al que cabría esperar, pero las temperaturas más elevadas que en estaciones inferiores (a -10 cm Izta1 tiene una TMAA de 4,3°C; Izta2, 2,1°C; e Izta3, 3,1°C) se pueden explicar por la orientación sur de la estación Izta3, mientras que las otras dos se orientan hacia el N. En este caso no se han realizado tendencias del comportamiento de la temperatura con la profundidad al tratarse de dos campañas diferentes, pero los datos indican que bajo estas condiciones existe una baja probabilidad de que se pueda desarrollar permafrost en esta localidad. El periodo de helada a -10 cm es más corto (de noviembre a enero) que en estaciones más bajas, y con la profundidad la intensidad de la helada se reduce.

EST.	Altitud (m)	OBSERVACIONES	División según French (2007)	Metodología de Abramov <i>et al.</i> (2008)	
			Modelos TMAA Gtv	Modelo del Izta (1)	Modelo del Popo (2)
Izta1	4.137	Ciclos diarios de hielo/deshielo en invierno (66 a -10 cm). El suelo se hiela en invierno hasta -60 cm.	Fuera del ámbito periglaciario	Sin permafrost	Sin permafrost
Izta2	4.382	1/3 año helado a -10 cm. A -80 cm las t^{as} son positivas.	Ámbito periglaciario, sin dominio de la helada	Sin permafrost	Sin permafrost
Izta3	4.681	Orientación SE. Suelo helado de noviembre a enero a -10 cm. Débil penetración de la helada.	Ámbito periglaciario, sin dominio de la helada	Sin permafrost	Sin permafrost
Izta4	4.890	88% ciclos diarios de hielo/deshielo en el aire. A -10 cm, 37% y helada en invierno. En profundidad helado 83-80% del año. Posible permafrost.	Ámbito periglaciario, sin dominio de la helada	Permafrost aislado.	Permafrost aislado (N y W).
Izta5	5.020	42% del año con ciclos diarios de hielo/deshielo en el aire. El resto $<0^{\circ}\text{C}$. Posible permafrost.	Ámbito periglaciario, sin dominio de la helada.	Permafrost discontinuo (N y E).	Permafrost discontinuo (N y E)

Figura 4.160. Síntesis de los resultados obtenidos en el estudio de las temperaturas del aire y del suelo en el volcán Iztaccíhuatl según las observaciones realizadas en las estaciones, los modelos generados con los gradientes térmicos verticales (Gtv) de las TMAA, y los modelos generados con la metodología propuesta por Abramov *et al.* (2008), con los valores observados en el Iztaccíhuatl (1) y con los obtenidos en el Popocatepetl (2).

- En la estación Izta4 (4.890 m) se han tomado temperaturas del aire y en los primeros centímetros del suelo. En el aire todos los días tienen mínimas negativas y el 88% de ellos presentan ciclos diarios de hielo/deshielo ocasionados por la fuerte radiación diurna y la irradiación nocturna, de forma que la amplitud diaria media del año es de $9,9^{\circ}\text{C}$, con una máxima de $24,7^{\circ}\text{C}$. El comportamiento térmico de los primeros 10 cm del suelo difiere en gran medida del observado en el aire, a 1 m de altura: la oscilación diaria media del año disminuye hasta los $4,9^{\circ}\text{C}$; en cambio aumenta la amplitud anual ($4,8^{\circ}\text{C}$ en el aire y $6,7^{\circ}\text{C}$ en el suelo), se reduce el número de días de helada (43 en el aire y 35 a -10 cm), el número de días con oscilación en torno a 0°C (322 en el aire y 134 a -10 cm) y durante 196 días, entre abril y septiembre, no se registran temperaturas negativas. Sin embargo, los datos recogidos en las sondas de -20 y -30 cm muestran un cambio de tendencia con el aumento de profundidad y así, se incrementa el número de días de helada (292 a -20 cm y 303 a -30 cm) y se reduce la cantidad de días con ciclos de hielo/deshielo (48 a -20 cm y 38 a -30 cm) y el número de días con mínimas positivas (25 a -20 cm y 24 a -30 cm). La temperatura media anual disminuye lentamente con la profundidad y se incrementa el número de días que el suelo permanece helado (83% del año a -30

cm), aunque la intensidad de la helada se va reduciendo como lo demuestran las temperaturas mínimas absolutas ($-12,9^{\circ}\text{C}$ en el aire, $-9,9^{\circ}\text{C}$ a -10 cm, $-4,7^{\circ}\text{C}$ a -20 cm y $-3,4^{\circ}\text{C}$ a -30 cm). En los 10 primeros cm del suelo dominan los ciclos diarios de hielo/deshielo (36,7% del año), con algunos días de helada en el periodo central del invierno. Sin embargo, por debajo de -20 cm dominan el suelo permanece helado de forma continua entre octubre y marzo, con 83-80% de los días con temperaturas máximas inferiores a 0°C . La tendencia lineal de la temperatura en el suelo localiza la amplitud cero a $-41,6$ cm, con una TMAA de $-1,9^{\circ}\text{C}$, lo que indica la posible existencia de permafrost en profundidad. Para confirmarlo, se requiere de nuevos datos de temperatura obtenidos a mayor profundidad.

- En la estación más elevada, Izta5 (5.020 m) sólo se tienen los datos de una serie anual del aire. Todos los meses tienen medias por debajo de 0°C y 212 días al año la máxima diaria es negativa, mientras que el resto presenta ciclos diarios de hielo/deshielo. Si se supone una tendencia similar a la observada en la estación Izta4, la probabilidad de existencia de permafrost resulta más elevada, por lo que resulta de sumo interés la obtención de datos de temperatura en el interior del suelo en esta estación, en futuros estudios.

Los modelos realizados con los gradientes altitudinales de las TMAA sirven para delimitar las áreas de los ambientes periglaciares con la isoterma de $+3^{\circ}\text{C}$ (French, 2007). De esta manera, en la ladera occidental del Iztaccíhuatl el modelo generado a partir de los datos de las estaciones de San Pedro Nexapa e Izta4 (Figura 4.95) delimita el medio periglacial a partir de 4.379 m y el dominio de la acción de la helada, con TMAA inferiores a -2°C , por encima de los 5.100 m. El modelo generado con los datos de las estaciones de Amecameca e Izta5 indica la presencia de un ambiente periglacial a partir de los 4.438 m, mientras que la acción de la helada sería dominante a partir de los 5.260 m, por lo que no existiría en el Iztaccíhuatl, cuya máxima altura es de 5.230 m s.n.m. (El Pecho). El segundo caso estima para la estación Izta4 una TMAA positiva de $0,38^{\circ}\text{C}$ (que en 2004/05 registró $-0,54^{\circ}\text{C}$) y el primero una TMAA para la estación Izta5 de $-1,45^{\circ}\text{C}$ (que en 2005/06 registró $-1,70^{\circ}\text{C}$). Se ha considerado entonces, un mejor ajuste en el primer modelo.

La aplicación de la metodología propuesta por Abramov *et al.* (2008) presenta distintos límites dependiendo de la orientación (Figura 4.99). Así, en las orientaciones septentrionales la presencia de permafrost continuo se da por encima de los 5.234 m, esto es, tan sólo existiría permafrost en la cumbre del Popocatepetl, mientras que el permafrost aislado se da entre las cotas 4.700 y 5.000 m. Esta distribución se corresponde con las observaciones realizadas en las estaciones Izta4 y 5, donde posiblemente existe permafrost en profundidad. Por el contrario, estos observatorios no quedan dentro de los límites de la isoterma de TMAA de -2°C , situada a 5.100 m, y considerada por French (2007) como límite inferior del dominio de la acción de la helada.

Si se comparan los resultados obtenidos en los dos volcanes, se observa que las temperaturas del Iztaccíhuatl son algo más bajas que las medias en el Popocatepetl para una misma altura. Como ejemplo, en la figura 4.161 se comparan las TMAA a -10 cm obtenidas en distintas campañas en ambos volcanes. La utilización de las temperaturas del Iztaccíhuatl en los modelos de distribución ofrece siempre límites inferiores más bajos que en los modelos generados a partir de las temperaturas del Popocatepetl. En el caso de los modelos desarrollados con los gradientes verticales de TMAA, la diferencia

es mínima, ya que los gradientes son muy similares en ambos volcanes ($-0,69^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ en el Iztaccíhuatl y $-0,68^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ en el Popocatepetl), con lo que se puede establecer el límite inferior del piso morfoclimático periglaciario en el conjunto volcánico entre 4.364 y 4.379 m, y el límite inferior del dominio de la helada entre 5.100 y 5.114 m. Las diferencias son algo más acusadas en los modelos de distribución de permafrost que emplean las TMA de -10 cm , ya que con los datos recogidos en el Iztaccíhuatl el permafrost podría estar presente a partir de los 4.700 m, mientras que con los valores obtenidos en el Popocatepetl, no comenzaría a aparecer hasta los 4.840. En este caso hay que comentar la disparidad que existe entre los modelos de distribución de permafrost generados con las TMA obtenidas a diferentes profundidades. En el caso que nos ocupa, el límite inferior del permafrost aislado se encuentra a 4.840 m en el modelo desarrollado con las TMA de -10 cm , pero se localiza a 4.734 m si se emplean las TMA de -80 cm . el límite inferior del permafrost discontinuo varía entre 5.135 m y 5.011 m, según se empleen unas u otras TMA.

POPOCATÉPETL			IZTACCÍHUALTL		
Estación	Altitud (m)	Temperatura observada ($^{\circ}\text{C}$)	Temperatura observada ($^{\circ}\text{C}$)	Altitud (m)	Estación
Popo5	4.885	1,40	0,63	4.890	Izta4
Popo4	4.623	5,96	3,08	4.681	Izta3
Popo3	4.379	3,28 / 2,32	2,10	4.382	Izta2
Popo2	4.251	5,34			
Popo1	4.103	9,73 / 8,81	4,48	4.137	Izta1

Figura 4.161. Comparación de las TMA a -10 cm obtenidas en las distintas alturas de los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl. En rojo se muestran las TMA que no siguen un gradiente de disminución con la altitud.

En el complejo volcánico **Misti-Chachani** la aplicación de la metodología propuesta lleva a determinar los límites altitudinales de la presencia del suelo helado y el comportamiento térmico del suelo en las estaciones establecidas.

En la cara norte del volcán **Misti**, el análisis de datos térmicos recogidos ofrece los siguientes resultados (Figura 4.162):

- En la estación Misti1 (4.726 m) la TMAA es positiva ($7,1^{\circ}\text{C}$) y sólo registra 22 días con ciclos de hielo/deshielo. En el interior del suelo todos los registros de temperaturas son positivos y la media anual a -10 cm es de $12,0^{\circ}\text{C}$. Al aumentar la profundidad aumenta también la temperatura media, a la vez que se reducen la amplitud anual y la oscilación media diaria anual. Suponiendo una tendencia lineal de las temperaturas mensuales máximas y mínimas observadas a distintas profundidades (Figura 4.104), la amplitud anual 0 se alcanzaría a 183 cm de profundidad y sería de $13,3^{\circ}\text{C}$. Con estas características no existe la posibilidad de que en esta localización se desarrolle permafrost.
- A 5.455 m, en la estación Misti2, las TMAA siguen siendo positivas ($1,7^{\circ}\text{C}$, $1,7^{\circ}\text{C}$, $1,9^{\circ}\text{C}$ y $1,8^{\circ}\text{C}$, en las cuatro series anuales analizadas), aunque registran numerosos ciclos diarios de hielo/deshielo (351, 342, 274 y 355 días al año) con algún día de máximas negativas (1, 8, 2 y 1 respectivamente). En los primeros centímetros del suelo, al igual que muestra el esquema Smith y Riseborough

(2002) (Figura 4.2), la TMAA se eleva considerablemente (6,1°C a -5 cm), aunque todavía se registra un elevado número de días con hielo/deshielo (138 días). Los autores indican que esta tendencia se debe a factores que aíslan el suelo de la helada (vegetación, cubierta nival...). En este caso no existe cubierta vegetal y el efecto de la nieve en el suelo, durante los escasos días que permanece, supone un enfriamiento de la temperatura del suelo, como se ha visto (Figuras 4.103 y 4.110). Esta diferencia entre la TMAA y la TMAA en los primeros centímetros se debe a las características de la localización de los termómetros: mientras que la sonda del aire se instala siempre a la sombra, la superficie del suelo queda expuesta a la radiación solar que influye en las temperaturas tomadas en la parte superior del suelo. Al aumentar la profundidad, la TMAA sigue incrementándose, al contrario de lo que señalan Smith y Riseborough (2002), de forma que a -10 cm se observa una TMAA de 7,2°C y a -30 cm entre 8,0°C y 7,5°C (según el año de observación). A estas profundidades ya no se registran temperaturas negativas. Si se mantiene la tendencia lineal de aumento, la amplitud anual 0 se produciría a 1 m de profundidad con una TMAA de 9,6°C. Estas condiciones no son indicativas de presencia de permafrost.

EST.	Altitud (m)	OBSERVACIONES	División según French (2007)	Metodología de Abramov <i>et al.</i> (2008)	
			Modelos Gtv TMAA	Modelo del Misti (1)	Modelo del Chachani (2)
Misti1	4.726	Todas las $t^{as} > 0^{\circ}\text{C}$ en el suelo	Fuera del ámbito periglacial	Sin permafrost	Sin permafrost
Misti2	5.455	Hasta 355 ciclos diarios hielo/deshielo en el aire y 138 en superficie. La TMAA y la media mensual más alta aumentan con la profundidad.	Ámbito periglacial, sin dominio de la helada	Sin permafrost	Permafrost continuo
Misti3	5.740	252 ciclos diarios hielo/deshielo en el aire. Aumenta la temperatura en el suelo y no se hiela.	Ámbito periglacial, sin dominio de la helada	Permafrost discontinuo (sólo en S)	Permafrost continuo
Misti4	5.740	TMAA negativa y 321 ciclos diarios de hielo/deshielo, pero sin helada en el suelo.	Ámbito periglacial, sin dominio de la helada	Permafrost discontinuo (sólo en S)	Permafrost continuo

Figura 4.162. Síntesis de los resultados obtenidos en el estudio de las temperaturas del aire y del suelo en el volcán Misti según las observaciones realizadas en las estaciones, los modelos generados con los gradientes térmicos verticales (Gtv) de las TMAA, y los modelos generados con la metodología propuesta por Abramov *et al.* (2008), con los valores observados en el Misti (1) y con los obtenidos en el Chachani (2).

- En la localización de la estación Misti3 (5.740 m) la TMAA (3,0°C) es más elevada que la registrada en la estación Misti2, y el número de días con ciclo de hielo/deshielo es algo inferior (252 días). A -10 cm la temperatura media anual se incrementa considerablemente (8,0°C y 6,6°C en las dos campañas anuales), aunque todavía hay algún día con ciclo de hielo/deshielo (77 y 66 días), con una menor intensidad de la helada (mínima absoluta de -3,4°C). 20 cm más abajo la

TMAA alcanza los 14,7°C/11,5°C, con valores máximos absolutos iguales o superiores a los alcanzados a -10 cm y con mínimas absolutas de 6,0°C. Las medias mensuales sufren un incremento de unos 5-6° C de forma uniforme respecto de los registros a -10 cm. Este comportamiento es indicativo de una enorme influencia del calor geotérmico, que impide que el suelo se hiele e incluso eleva las temperaturas del aire.

- En la estación Misti4 (5.740 m), la actividad volcánica parece que ya no influye en la TMAA (-2,2°C) ni en el número de días con ciclo de hielo/deshielo (321 días), que es muy similar a los contabilizados en la estación Misti2, e incluso aquí se registran 45 días con temperaturas máximas diarias negativas. En el interior del suelo las medias mensuales se incrementan y, aunque no se poseen series anuales enteras, se han registrado 64 días, en una serie de 82, con ciclos hielo/deshielo diarios a -10 cm y 20 días, en una serie de 301, con ciclos hielo/deshielo diarios a -30 cm. A 80 cm y a 1 metro de profundidad ya no se observan temperaturas negativas. Si se comparan las medias mensuales disponibles de -30 y -100 cm se observa que las segundas son 1,5-2,5°C más elevadas que las primeras. Una tendencia lineal de las medias mensuales máximas y mínimas indica que la amplitud cero se alcanza a -448 cm con una TMAA de 21,2°C. Estas condiciones no son nada propicias para la existencia de permafrost.

El modelo de distribución de TMAA generado a partir de la estimación del gradiente vertical con los datos obtenidos en las estaciones Misti1, Misti2 y Misti4 (Figura 4.127) localiza la isoterma de +3° C a 5.208 m, de forma que el ambiente periglacial quedaría definido por cotas superiores a esta (French, 2007). Tanto este modelo como el obtenido al incluir los valores de la estación Arequipa SPQU (Figura 4.128), localizan la isoterma de -2° C (5.761 m y 6.163 m) por encima de la estación Misti4 (5.740 m) que registra una TMAA de -2,24° C, por lo que subestiman el área dominada por los procesos de helada.

La TMAA a -10 cm no ofrecen una buena relación con la altura, ya que, aunque entre las estaciones más baja y más alta experimente un descenso general de 0,14° C por cada 100 m de ascenso, la TMAA recogida en la estación intermedia, rompe la tendencia, de forma que la temperatura desciende con la altura hasta los 5.455 m de la estación intermedia y luego vuelve a incrementarse. Por esta razón se eligió un modelo polinómico (Figura 4.129), donde no se llegaron a estimar TMAA negativas en el ámbito de estudio y las predicciones para los puntos cercanos fuera del alineamiento de las tres estaciones no son verosímiles (en el aeropuerto de Arequipa a 10 cm en el suelo la temperatura sería de 93°C). Algo similar sucede con la tendencia lineal de las TMAA a -30 cm entre las estaciones Misti2 y Misti3 (Figura 4.130), aunque aquí se establece una reducción de la temperatura con la disminución de la altura. La temperatura estimada para Arequipa SPQU a una profundidad de 30 cm es de -77,5°C en la campaña 2004-05 y de -43,9°C en la de 2005-06.

Con estas experiencias se puede concluir que la temperatura del suelo no se ajusta a un patrón de distribución altitudinal en la ladera norte del Misti. La influencia del calor geotérmico distorsiona el reparto de las temperaturas y no parece ser uniforme en todo el edificio volcánico, ya que con los datos que se poseen, tan sólo se puede afirmar con seguridad que afecta al cono superior.

En el Misti, con la base de la distribución de TMAA realizada a partir de las estaciones Misti1, 2 y 4, y las TMAA de -10 cm, el modelo propuesto por Abramov *et*

al. (2008) (Figuras 4.132 y 4.133) indica una reducida presencia de permafrost continuo en la ladera sur del Misti, por encima de 5.774 (6.224 m²). En el caso de utilizar las TMA a -30 cm (Figuras 4.134 y 4.135), el área de permafrost continuo se reduce considerablemente (4.554 m²) y el límite asciende a 5.797 m. La mayor extensión de permafrost posible, incluyendo los tres tipos, según el modelo realizado con las TMA a -10 cm es de 11,0 km², de los que el 83,4% se localizaría en el Chachani. Si se emplea la referencia de las TMA tomadas a -30 cm, la máxima extensión es de 10,3 km², de los que el 83,5% se localizaría en el Chachani.

El análisis de los datos térmicos recogidos en la ladera suroriental del **Chachani** ha derivado en los siguientes resultados para cada una de las estaciones de muestreo (Figura 4.163):

- A 4.850 m (Chacha1) la TMAA es positiva (4,4°C) aunque registra 75 días al año con ciclos de hielo/deshielo. En los primeros centímetros del suelo la TMA (8,5°C a -5 cm) es superior a la del aire, siguiendo así el esquema que dibujan Smith y Riseborough (2002) (Figura 4.2), aunque en este caso no existe ningún elemento que sirva de aislante al suelo, sino que el aumento de temperaturas se debe a una mayor exposición directa a los rayos solares de la sonda instalada en el suelo que de la del aire, instalada siempre a la sombra. Con el incremento de la profundidad, la TMA desciende en un primer momento (6,0°C a -30 cm) y luego se incrementa ligeramente (6,7°C a -94 cm). También se reduce la amplitud anual, con un aumento más rápido de las mínimas que descenso de las máximas, y la oscilación media diaria anual. Suponiendo una tendencia lineal de las temperaturas mensuales máximas y mínimas observadas a distintas profundidades (Figura 4.140), la amplitud anual cero se alcanzaría a 265 cm de profundidad y la TMA sería de 8,25°C. Aunque se desconoce la tendencia que siguen las temperaturas por debajo de 94 cm, el primer metro del suelo no registra ninguna temperatura negativa, con lo que no es probable que en esta localización se desarrolle permafrost.
- En la estación Chacha2 (4.976 m), las TMAA siguen siendo positivas, aunque no superan 1°C (0,5°C y 0,6°C), a lo largo del año se contabilizan entre 25 y 65 días con máximas inferiores a 0°C, y entre 186 y 235 ciclos diarios de hielo/deshielo. En el interior del suelo las TMA son superiores a las del aire, con 4,6°C a -5 cm, que con la profundidad tienden a descender (3,2°C a -10 cm; 2,3°C, 2,4°C y 2,0°C a -30 cm). A -5 cm se registran 19-6 días de helada y 173-134 ciclos diarios de hielo/deshielo y a -10 cm sólo se contabilizan 4 días de helada y 127 de hielo/deshielo. En cambio a -30 cm cambia la situación y se dan entre 92 y 131 días al año con temperaturas negativas, mientras que las fluctuaciones en torno a los 0°C se producen únicamente en 1-10 días. A esta profundidad el suelo permanece helado entre mayo y septiembre con temperaturas que no descienden de -1°C. Suponiendo una tendencia lineal de descenso en las TMA y de las máxima y mínima mensuales, en la campaña 2005-06 por debajo de los 87 cm la TMA fue negativa y a 159 cm de profundidad se localizó la amplitud anual cero (-1,5°C). Con los datos de la serie anual 2004-05, la amplitud cero se alcanzó a 165 cm con una TMA de -11,6°C y la TMA fue negativa por debajo de los 50 cm. Con estas observaciones, esta estación está localizada en un área con posible permafrost, aunque su límite superior queda por determinar.
- El punto de observación más elevado (Chacha3 a 5.331 m) tiene una TMAA negativa (-1,9°C) y registra 207 días de helada, entre enero y octubre, y 114

ciclos diarios de hielo/deshielo. En el interior del suelo, a 30 cm de profundidad, la TMAA (-2,7°C) es inferior a la del aire, con 284 días de helada y 14 ciclos diarios de hielo/deshielo. Si en profundidad la TMAA sigue descendiendo, la probabilidad de que exista permafrost es muy alta.

EST.	Altitud. (m)	OBSERVACIONES	División según French (2007)	Metodología de Abramov et al. (2008)	
			Modelos Gtv TMAA	Modelo del Misti (1)	Modelo del Chachani (2)
Chacha1	4.850	Todas las $t^{as} > 0^{\circ}\text{C}$ en el suelo	Fuera del ámbito periglaciario	Sin permafrost	Sin permafrost
Chacha2	4.976	Hasta 235 ciclos diarios hielo/deshielo en el aire y 176 en superficie. A -30 cm el suelo está helado entre mayo y septiembre.	Ámbito periglaciario, sin dominio de la helada	Sin permafrost	Sin permafrost
Chacha3	5.331	TMAA negativa, con 207 días de helada y 114 ciclos diarios de hielo/deshielo. A -30 cm, helada entre enero y octubre (207 días). Permafrost más profundo	Ámbito periglaciario, sin dominio de la helada (*)	Sin permafrost	Permafrost discontinuo

Figura 4.163. Síntesis de los resultados obtenidos en el estudio de las temperaturas del aire y del suelo en el volcán Chachani según las observaciones realizadas en las estaciones, los modelos generados con los gradientes térmicos verticales (Gtv) de las TMAA, y los modelos generados con la metodología propuesta por Abramov et al. (2008), con los valores observados en el Misti (1) y con los obtenidos en el Chachani (2).

(*) Si se emplea el modelo con el Gvt que incluye la TMAA de Arequipa SPQU.

El modelo de distribución de TMAA generado a partir de la estimación del gradiente vertical con los datos obtenidos en las estaciones Chacha1, 2 y 3 (Figura 4.153) localiza el límite inferior del piso morfoclimático periglaciario (isoterma de $+3^{\circ}\text{C}$ según French, 2007) a 4.883 m. La isoterma de -2°C se sitúa a 5.312 m, a pesar de que a 5.331 m (Chacha3) se observó una TMAA de $-1,9^{\circ}\text{C}$, ya que el ajuste no resulta tan bueno en la parte superior ($R^2 = 0,86$). Sin embargo, al incluir la TMAA de la estación Arequipa SPQU (Figura 4.154), se consigue un mejor ajuste ($R^2 = 0,94$) y la isoterma de -2°C se sitúa a 5.617 m, aunque el límite inferior del piso periglaciario se localiza a 4.651 m, y en la estación Chachal (4.850 m) no se registra ninguna temperatura negativa en el suelo. Por lo tanto, se mantiene el límite inferior del piso periglaciario en 4.885 m y el del dominio de la helada en 5.617 m.

Las TMAA también presentan una reducción uniforme con el aumento de altitud. A -5 cm el modelo generado a partir de los datos de las estaciones Chacha1 y 2 (Figura 4.136) indica que las TMAA son negativas por encima de 5.122 m e inferiores a -2°C a partir de 5.186 m. A 30 cm de profundidad el ajuste lineal entre las TMAA de las tres estaciones de la ladera suroriental ($R^2 = 0,95$) encuentra valores negativos por encima de 5.156 m e inferiores a -2°C por encima de 5.273 m, aunque no coinciden los valores observados ($-2,7^{\circ}\text{C}$ en Chacha3) con los estimados ($-3,4^{\circ}\text{C}$). Tampoco las estimaciones para otras localizaciones son verosímiles ($45,3^{\circ}\text{C}$, a -30 cm en Arequipa SPQU).

La aplicación del método propuesto por Abramov *et al.* (2008) al complejo Misti-Chachani, a partir de la distribución de TMAA realizada con los valores de las estaciones Chacha1, 2 y 3 y las TMAA de -30 cm, (Figuras 4.157 y 4.158) estima que en el Chachani existe una superficie de 14,1 km² con permafrost continuo. Si en el Misti se dieran similares temperaturas, un área de 2,6 km² de la cumbre del volcán estaría afectada por permafrost continuo y 6,8 km² por cualquier tipo de permafrost. En cambio, los modelos realizados a partir de los datos térmicos observados en la ladera del Misti, dan superficies de 0,006 y 0,004 km² para el permafrost continuo y de 1,8 y 1,7 km² para cualquier tipo de permafrost.

4.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En esta sección se comparan los resultados obtenidos en la investigación con los datos manejados por otros investigadores que han indicado la presencia de suelo helado en los lugares de experimentación. Además, se da una visión crítica de los métodos empleados en el análisis de los datos y se exponen las conclusiones del trabajo.

4.1.- Discusión y validación del método.

La escasez de trabajos que determinan la presencia de suelo helado o de rasgos periglaciares en volcanes tropicales convierte a este en un trabajo pionero con pocas referencias de comparación. En el caso de los volcanes mexicanos, la primera reseña se debe a Lorenzo (1969), que localiza el límite inferior del dominio periglaciario en la isohipsa de 4.000 m, en las montañas del centro de México. Los modelos de distribución de las TMAA según la altitud generados en el presente estudio señalan el límite inferior del ámbito periglaciario (+3° C según French, 2007) entre los 4.379 y 4.438 m en la ladera occidental del Iztaccíhuatl y entre los 4.364 y 4.379 m en la ladera norte del Popocatepetl. También el límite inferior de 4.600 m que propone Lorenzo (1969) -y confirman Heine (1975, 1994); Guodong (1983); Guodong y Dramis (1992)- y el de 4.500 m que apunta Gorbunov (1978), para el desarrollo del permafrost en ambos volcanes resultan más bajos que la localización de las isoterma de -2°C de TMAA, propuestas por French (2008) como frontera inferior del dominio de procesos de helada, en los modelos de distribución de temperaturas desarrollados en el presente trabajo: entre 5.100 y 5.260 m en la ladera occidental del Iztaccíhuatl; y entre 5.100 y 5.114 m en la ladera norte del Popocatepetl. Sin embargo, los modelos realizados con la metodología de Abramov *et al.* (2008) ofrecen límites inferiores del desarrollo de permafrost aislado, similares a la cota señalada por Lorenzo (1969): 4.734-4.789 m en la ladera norte del Popocatepetl y 4.640-4.700 en orientaciones septentrionales en el Iztaccíhuatl.

El análisis del comportamiento térmico en el interior del suelo de los datos recogidos en las estaciones establecidas en el marco del proyecto LAHAR indica que en dos estaciones del Iztaccíhuatl (Izta4, 4.890 m e Izta5, 5.020 m) posiblemente se desarrolle permafrost en profundidades superiores a las analizadas (-30 cm), que constituirían la capa activa de dicho permafrost. Sin embargo, la estación Popo5 (4.885 m) en la ladera norte del Popocatepetl no proporciona TMAA negativas en los primeros centímetros del suelo, aunque su valor disminuye con la profundidad y se incrementa el número de días con máximas inferiores a 0°C, por lo que la presencia de permafrost en profundidad es menos probable. Por otra parte, el incremento repentino de la TMAA a -10 cm en la estación Popo4, respecto de las cantidades consignadas en cotas inferiores,

puede ser indicativo de la influencia de la actividad del volcán en el régimen térmico del suelo, que también modifique, en menor medida, las temperaturas en la estación Popo5.

El trabajo de Lauer y Klaus (1975) aporta datos de temperaturas en el interior del suelo tomadas a diferentes altitudes en el Pico de Orizaba, así como el número de días en los que se recoge una mínima negativa en el aire (Figura 4.3). Los valores de TMAS observados en el Iztaccíhuatl son inferiores a los propuestos por estos autores a altitudes similares y, así, se registran TMAS de 4,3°C a -80 cm y de 3,5°C a -60 cm, a 4.137 m (Izta1), frente a los de 5° C a una profundidad de 70cm (a 4.000 m) apuntados por Lauer y Klaus (1975); 2,4°C a -57 cm en la estación Izta2 (4.382 m); y a 4.885 m (Izta4) la TMAS ya es negativa a -30 cm (-0,6°C). En cambio el número de días con algún registro negativo en el aire parece coincidir con los 365 de Izta4 y 5 (4.885 y 5.020 m respectivamente), con los 360 días propuestos por los autores a 5.000 m. Por otra parte, en el Popocatepetl se han encontrado valores superiores a los registrados en Pico de Orizaba: a 4.103 m (Popo1) la TMAS es de 8,8-7,9°C a -80 cm y a la misma profundidad en Popo2 (4.251 m) se observan 6,8-6,0°C. El número de días con mínimas negativas también es inferior en el Popocatepetl, con 174-200 días a 4.379 m, frente a los 200 días a 4.000 m en Pico de Orizaba.

Todavía se tienen menos elementos de comparación en el caso del complejo volcánico Misti-Chachani, donde de forma general se localiza el límite inferior de permafrost a 4.800 m snm. (Guodong, 1983; y Guodong y Dramis, 1992). Sin embargo las observaciones directas realizadas en estos dos volcanes indican que en la ladera surental del Chachani tan sólo a partir de la estación Chacha2 (4.976 m) se puede desarrollar permafrost y ya en la estación Chacha3 (5.331 m) se encuentra hielo en el suelo, mientras que en la ladera norte del Misti no se observa ningún indicio de presencia de permafrost. Únicamente se acerca a la cota de 4.800 m propuesta por estos autores el límite inferior del ámbito periglacial establecido por la isoterma de TMAA de +3° C (French, 2007), que los modelos de distribución de temperaturas señalan en 4.884 m en el Chachani, mientras que en el Misti la sitúan a 5.208 m.

Por otra parte, los datos de Troll (1944) empleados por French (2007) apuntan la existencia de 337 días al año con oscilaciones térmicas en torno al punto de congelación en el Misti a 4.760 m (Mont Blanc Station) y 42 días a 5.850 m (Summit Station). En la estación Misti1 (4.726 m) tan sólo se registran 22 días en los que la temperatura oscila en trono a los 0° C, mientras que en Misti2 (5.455 m) varían entre 274 y 355 días, con un máximo de 8 días con máximas negativas; en Misti3 (5.740 m) se contabilizan 252 días y en Misti4 (5.740 m), 321 días acompañados por 45 días de máximas negativas. Cabe pensar (ya que no se ha tenido acceso directo a la publicación original de Troll) que en la transcripción hecha por French de los datos aportados por Troll se hayan intercambiado las altitudes de las estaciones, con lo cual sus registros coincidirían aproximadamente con los obtenidos aquí. Por otra parte, en otra publicación de Troll (1959) observa que la estación Mont Blanc (4.760 m) registra unos 340 días con oscilación en torno a 0°C y la estación Summit (5.850 m) tiene 300 días con helada continua y el resto del año con ciclos diarios de hielo/deshielo. Estos resultados concuerdan todavía mejor con las observaciones realizadas en el presente trabajo. Pero, aunque los valores coincidan, no se pueden emplear para delimitar el ambiente periglacial ni los límites de extensión del permafrost en la franja tropical del Hemisferio Sur de forma genérica, ya que ha quedado ampliamente demostrada la influencia del calor geotérmico en el régimen térmico del suelo. De esta manera, aunque el número de días con temperaturas inferiores a 0°C en el aire estén indicando la posibilidad de existencia del permafrost, en el caso del Misti, la actividad geotérmica impide su

desarrollo en el cono superior, mientras que condiciones similares observadas en el aire del volcán próximo, Chachani, se corresponden con características térmicas en el suelo favorables a la formación de permafrost.

En cuanto a la validez de los métodos empleados en este trabajo se pueden hacer las siguientes consideraciones:

- La falta de simultaneidad en las series de datos térmicos tomados a diferentes profundidades y en el aire dificulta las comparaciones entre los estadísticos. Resulta arriesgado comparar el comportamiento de las temperaturas en el interior del suelo analizado con una única serie anual, con otra serie anual obtenida de un termómetro del aire, ya que se desconocen las tendencias de series más largas en el lugar de estudio. Además, hay que tener en cuenta la gran variabilidad que presentan las temperaturas en ámbitos de alta montaña. Sería entonces, deseable que la toma de datos se realizara durante series más largas y con sondas instaladas de forma fija a las mismas profundidades y en el aire, con el objeto de conseguir una mayor rigurosidad en los resultados. Hasta el momento, esto no ha sido posible debido a la dificultad de acceso a las áreas de estudio, aunque en estos momentos todas las estaciones del complejo volcánico Misti-Chachani están tomando datos simultáneamente en el aire y a -30 y -100 cm en el suelo.
- En el desarrollo de los modelos de distribución de temperaturas del aire mediante una simple regresión lineal se ha confirmado que los registros térmicos tienen una buena correlación con la altura, aunque en las montañas tropicales ejerce una gran influencia la radiación solar y por lo tanto, la orientación de la ladera. Se ha podido observar la gran variabilidad que presentan este parámetro en distancias cortas, con sólo observar los modelos de radiación solar generados de forma automática (Figuras 4.59 y 4.131) De esta manera, el modelo tan sólo es válido para la ladera en la que se han tomado los datos y en el mejor de los casos, se podría aplicar a otras laderas con la misma orientación en montañas cercanas, por lo que en futuras investigaciones se tratará de aplicar una metodología que tenga en cuenta esta variable. Por otra parte, sería conveniente medir los valores reales de radiación solar en las estaciones muestreadas o por lo menos obtenerlas de los observatorios meteorológicos cercanos, para poder validar el modelo de radiación desarrollado de forma automática por ArcGis.
- Para la creación de los modelos de distribución de permafrost se ha empleado la metodología propuesta por Abramov *et al.* (2008), ya que ha sido validada por estos autores en su aplicación al grupo volcánico de Klyuchevskaya (Kamchatka, Rusia). En su desarrollo se ha observado que se obtienen diferentes distribuciones empleando TMAAS tomadas a distintas profundidades, pero los autores no indican a qué profundidad se deben tomar las TMAAS y, en la aplicación del modelo, toman estos datos de diferentes profundidades en las distintas estaciones. Por otra parte, la fórmula propuesta supone que ΔT (diferencia entre la TMAA estimada y la TMAAS medida en los puntos de muestreo) es igual a 0 cuando la radiación solar directa media anual (RAD) es nula. Esta suposición fuerza a conseguir una buena relación entre ΔT y RAD y que esta sea positiva, mientras en las áreas de experimentación no se da ningún valor nulo para RAD, y por lo tanto no se puede verificar que ΔT sea 0 cuando RAD es 0.

Por otra parte, la experimentación que se ha llevado a cabo en esta investigación ofrece algunas observaciones que han de tenerse en cuenta al realizar estudios sobre el régimen térmico del suelo en el ámbito de los volcanes tropicales:

- La distribución de las TMAAS no obedece a una tendencia lineal con la altitud, por lo que no se pueden aplicar gradientes verticales de TMAAS a áreas fuera de las localidades donde se realizan las observaciones. Prueba de ello, son las estimaciones de TMAAS realizadas en lugares alejados a los puntos de muestreo, que resultan valores imposibles.
- En los modelos de distribución de permafrost no se deben emplear TMAAS ni TMAA, que estén afectadas por calor geotérmico derivado de la actividad volcánica, ya que estos valores sólo son válidos para un lugar y momento determinados, y ofrecen estimaciones erróneas en otros puntos de la región considerada.
- El comportamiento de las temperaturas del aire tomadas con una sonda instalada de forma convencional (a 1 m del suelo, a la sombra y en un lugar ventilado), no se pueden comparar con la pauta de las temperaturas de la superficie del suelo, ya que esta última queda frecuentemente expuesta a la radiación solar directa (que alcanza valores muy altos en las regiones de estudio) y está fuertemente condicionada por el comportamiento térmico del material que le rodea.
- En general, en los medios de montaña de latitudes medias y bajas, la división tradicional del permafrost en continuo, discontinuo y aislado, carece de sentido en primer lugar, porque la variabilidad topográfica, característica de la montaña, causa la “discontinuidad” del permafrost (ya apuntado por Etzelmüller *et al.*, 2001) y, en segundo lugar, porque los estudios de alta montaña se realizan a escalas medias o grandes, al contrario que los trabajos en las planicies de latitudes altas donde se abarcan grandes extensiones, por lo que no se les puede aplicar las mismas distancias en la definición de continuidad. Por ello, se recomienda emplear el término de “permafrost de montaña” (no alpino) de forma genérica y, en todo caso, hacer subdivisiones según la penetración de la helada en el suelo.

4.2.- Conclusiones.

Los resultados que se presentan en esta investigación resultan valiosos en sí, ya que suponen un aporte científico en el conocimiento del comportamiento térmico del suelo en los altos estratovolcanes del medio tropical. Son igualmente interesantes, porque son fruto de la aplicación de una metodología sencilla de observación y análisis, que requiere de futuras modificaciones específicas para el ámbito de los volcanes tropicales, con el fin de superar los fallos encontrados durante la experimentación. En tercer lugar, resulta novedoso el punto de vista con el que está realizado el trabajo de detección del suelo helado en estos medios, ya que se considera como un parámetro que interviene en la formación de lahares.

De esta manera, se ha determinado que en el conjunto volcánico Popo-Izta el medio periglaciario tiene su límite inferior a 4.364/4.379 m, delimitado por las isotermas de +3°C localizadas gracias al establecimiento de un gradiente térmico vertical de las TMAA, en los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl, respectivamente. Por debajo de esta cota, en la estación Popo2 (4.251 m) se han observado numerosos ciclos diarios de hielo/deshielo en las temperaturas del aire, que se dejan sentir en los primeros 5 cm del suelo, pero que no consiguen congelarlo. Dentro del ámbito periglaciario, en las estaciones Popo3 (4.379 m) e Izta2 (4.382 m) se registra hasta un 55% del año con

ciclos diarios de hielo/deshielo en el aire y el suelo permanece congelado durante los meses de invierno (1/3 del año aproximadamente) hasta una profundidad de 30 cm (constatada con seguridad). Sin embargo, la intensidad de la helada decrece rápidamente con la profundidad y a 80 cm ya no se tienen temperaturas negativas. La distribución de este fenómeno queda supeditada a la orientación de la ladera, ya que se ha observado en la estación Izta3 (a 4.681 m), con orientación suroriental, que las temperaturas resultan más elevadas que en las estaciones más bajas expuestas hacia el norte, y que la helada sólo afecta a los primeros 10 cm del suelo, con valores ligeramente por debajo de 0°C. Por otra parte, en la estación Popo4 (4.623 m) se observó un cambio en la tendencia de las temperaturas, ya que, aunque con orientación norte, el observatorio sólo registró 18 días de helada al año a -10 cm, a la vez que la curva que dibujaron los registros durante ese año resultó paralela a las conseguidas simultáneamente en otras estaciones. Este comportamiento, se puede deber a una influencia del calor geotérmico, pero se requieren más observaciones para comprobarlo.

Por encima de estas cotas, los modelos de distribución de permafrost en el Popocatepetl marcan la presencia de permafrost aislado por encima de 4.734/4.994 m, según la orientación y la referencia de TMAS empleadas, hasta los 5.011/5.338 m, donde comienza el permafrost discontinuo. El permafrost continuo sólo hace su aparición a partir de los 5.285 m, en orientaciones septentrionales únicamente. En la estación de muestreo Popo5 (4.885 m) se pudo constatar la presencia de suelo helado desde noviembre a marzo hasta los 30 cm de profundidad, al igual que procesos de solifluxión generados durante el deshielo primaveral. El espesor de suelo estudiado muestra el comportamiento de una capa activa, bajo la cual se puede desarrollar permafrost. Hay que notar que los modelos de distribución localizan preferentemente el permafrost continuo en la cara norte del cono superior, donde se alojan los restos de un glaciar, y en el interior del cráter. De momento hay que descartar esta última posibilidad, ya que la actividad del volcán no parece propicia a la congelación del material en esta localización. Por otro lado, existe un precedente en la literatura en el que se denomina “campo de permafrost” (*permafrost field*) al hielo glaciar muerto del antiguo glaciar Norte del volcán Popocatepetl (Delgado, 1997). En este trabajo, se comenta que el glaciar fue sustituido por un campo de permafrost, entendiéndose por tal “los restos de grandes glaciares”, debido a “un aumento del calor geotérmico y a cambios climáticos locales y globales” (*sic*). El hielo muerto de un glaciar no se considera permafrost como tal, pero, a pesar de la confusión de términos, la observación puede resultar útil, ya que los restos del glaciar del Popocatepetl se encuentran en la franja altitudinal en la que las condiciones ambientales para el desarrollo del permafrost son favorables. Kellerer-Pirklbauer *et al.* (2007) han descrito procesos de *agradación de permafrost* causados por la acumulación de piroclastos sobre superficies de hielo o nieve en los volcanes de Islandia. De igual manera, en la ladera norte del Popocatepetl quedan en la actualidad los restos del glaciar en forma de acumulaciones de hielo discontinuas y escalonadas, que progresivamente están siendo cubiertas por las tefras que arroja el volcán de forma poco violenta (ver capítulo 3). Estas cenizas frías están cubriendo el hielo y la nieve de forma que se mantienen preservados de la radiación solar directa y por lo que se puede concluir que en la cara norte del cono superior del Popocatepetl se está produciendo en la actualidad una agradación del permafrost. Ante esta afirmación, queda por tratar en un estudio próximo si es posible la evolución de este proceso teniendo en cuenta la morfología que presenta el hielo en escalones (el escarpe frontal es una superficie libre de hielo que queda expuesto) y las fuertes pendientes de la ladera.

En el caso del Iztaccíhuatl, los modelos de distribución fijan el límite inferior del permafrost aislado en 4.700/4.760 m, según las orientaciones (de la más propicia, norte, a la menos favorable, este), hasta los 5.000/5.060 m, donde comienza el permafrost discontinuo. El permafrost continuo se daría a partir de los 5.234 m, de forma que no tendría presencia en la dorsal volcánica, cuya mayor altura es de 5.230 m (El Pecho). Las observaciones realizadas en la estación Izta4 (4.885 m) indican la posible presencia de permafrost en profundidad, con el suelo helado el 83-80% de año a -30 cm y nivel de amplitud cero localizado a -42 cm, con una TMA de $-1,9^{\circ}\text{C}$. En las proximidades se conservan masas de hielo glaciar muerto, que quedaron abandonadas en el retroceso del glaciar de Ayoloco (ver capítulo 3), protegidas por un espesor de 1 m de derrubios procedentes de las paredes cercanas.

Otra de las conclusiones a las que se ha llegado tras la observación del comportamiento térmico del suelo, es que la nieve no desempeña un papel importante en la distribución del permafrost en el complejo volcánico Popo-Izta, ya que su permanencia en el suelo es mínima. La única influencia se observa en las estaciones más elevadas (Izta4, 4.885 m) a finales de la primavera e inicio del verano. En esta época, las precipitaciones en forma de nieve o granizo, preservan los primeros 10 cm del suelo de las máximas temperaturas diurnas causadas por la elevada radiación, pero la mínima diaria se mantiene sobre 0°C , al igual que el resto de los días de verano (Figura 4.86). En cambio, a -20 cm (Figura 4.87) la presencia de la nieve puede retardar el momento de deshielo, ya que se observa que la temperatura media diaria queda ligeramente por debajo de 0°C mientras existe una capa de nieve. El agua de fusión de la nieve, ocasionada por la subida de las temperaturas diurnas, puede percolar en el suelo, encontrar temperaturas más bajas y recongelarse, quedando así atrapada en el interior del suelo. Por otra parte, hay que considerar que la temperatura puede no ser lo suficientemente baja como para congelar el agua (situación criótica). En ese caso, el suelo perdería su cohesión en pendientes elevadas y ocasionaría un flujo. Por lo tanto, se puede considerar que la franja del volcán que queda bajo el dominio del piso periglacial está expuesta a flujos de suelo entre finales de la primavera y principios del verano. Si en estos momentos se produjeran precipitaciones copiosas o los restos del glaciar sufrieran una fusión repentina, sería la época con más riesgos de originarse un lahar. El centro del verano y principios del otoño, constituye también un periodo de alto riesgo de producción de lahares, ya que el suelo queda libre de hielo y es de naturaleza poco cohesiva, con lo cual queda expuesto a los flujos que pueden ocasionar fuertes precipitaciones o un deshielo repentino del hielo atrapado en cotas más altas. Durante el otoño y el invierno, la mayor parte de la superficie del suelo queda helada y actúa como una capa impermeable, con más resistencia al flujo. Por otra parte, este periodo coincide con la estación seca, por lo que no se espera un aporte extraordinario de precipitaciones, en todo caso, estas serían en forma sólida que desaparecerían en unos días por la fuerte radiación diurna, afectando a un espesor de suelo mínimo. Tan sólo se podrían producir lahares, en el caso de una erupción volcánica que a la vez, aportara el material sólido y fundiera el hielo del cono superior, o un incremento repentino y acusado del calor geotérmico.

En el complejo volcánico Misti-Chachani los resultados obtenidos en la observación del régimen térmico del suelo llevan a tratar a los dos volcanes por separado. Así, en el Misti los gradientes térmicos verticales ofrecen distintos límites a los ambientes periglacial y de dominio de la helada, dependiendo de las TMAA empleadas en la generación del modelo de distribución, a pesar de que las buenas correlaciones que presentan siempre las TMAA con la altitud. El límite inferior del piso periglacial se localiza entre 5.062 y 5.208 m y se extiende hasta 5.761/6.163 m, donde

comienza la acción dominante de la helada. Por otra parte, según los modelos de distribución de permafrost, éste haría presencia por encima de los 5.394/5.595 m, según las orientaciones y las TMAS empleadas, de forma aislada hasta los 5.427/5.764 m. A partir de estas altitudes se desarrolla el permafrost discontinuo, excepto en laderas norte, hasta los 5.774/5.797 m, cota sobre la que aparece el permafrost continuo, únicamente en orientaciones meridionales. En las estaciones muestreadas no se ha encontrado indicios de suelo helado, tan sólo a partir de 5.455 m (Misti2) se ha observado que los numerosos ciclos de hielo/deshielo que experimenta el aire se repiten de forma más restringida en los primeros 5 cm del suelo, pero a partir de esta profundidad no se registra ninguna temperatura negativa. Por el contrario, al realizar los gradientes térmicos de profundidad se ha podido constatar que la temperatura media mensual más elevada del año experimenta un incremento notable con la profundidad. El flujo geotérmico controla por lo tanto el régimen térmico del suelo en el cono superior, evitando que se congele el suelo, incluso en las posiciones más elevadas y alejadas de las fumarolas (Misti4, 4.740 m).

Los resultados conseguidos en la dorsal volcánica del Chachani contrastan con los del Misti. Aquí el piso periglacial se desarrolla por encima de los 4.883 m de altitud y a partir de 5.617 m dominan los procesos debidos a la helada. Los modelos de distribución de permafrost sitúan el límite inferior del permafrost aislado a 5.050 m en orientaciones meridionales y a 5.096 m en orientaciones este. El permafrost discontinuo se extiende desde los 5.237/5.265 m hasta los 5.417/5.436 m, y por encima se localiza el permafrost continuo. Las observaciones realizadas en la estación de muestreo Chacha2 indican que el suelo permanece helado entre mayo y septiembre a -30 cm y no se descarta la posibilidad de que exista suelo permanentemente helado en posiciones más profundas. Este observatorio se encuentra aproximadamente en el límite inferior del permafrost (4.976 m). En la estación Chacha3 (5.331 m) se ha confirmado la presencia de suelo helado entre enero y octubre a -30 cm y durante los trabajos de campo en los meses de noviembre se encontró el suelo helado, con cristales de hielo.

Por otro lado, se ha constatado que en el Chachani se desarrollan glaciares rocosos bajo paredes orientadas al sur (Figura 4.164.A). En un trabajo que se está llevando a cabo en el marco del proyecto LAHAR se están cartografiando esos glaciares y se analiza la posibilidad de su mantenimiento bajo las condiciones climáticas actuales y su evolución futura.

La inactividad volcánica posibilitó el desarrollo de glaciares en el Chachani (Figura 4.164.B) y posteriormente la pervivencia de los glaciares rocosos que se encuentran en la actualidad. En cambio, la actividad del Misti no ha permitido la acumulación de hielo en sus laderas, o al menos, ha borrado las huellas que pudieron dejar los glaciares del pasado, y no posibilita la formación de rasgos periglaciares en la actualidad, ya que, si no estuviera afectado por el flujo geotérmico, su suelo se helaría al igual que el de su vecino.

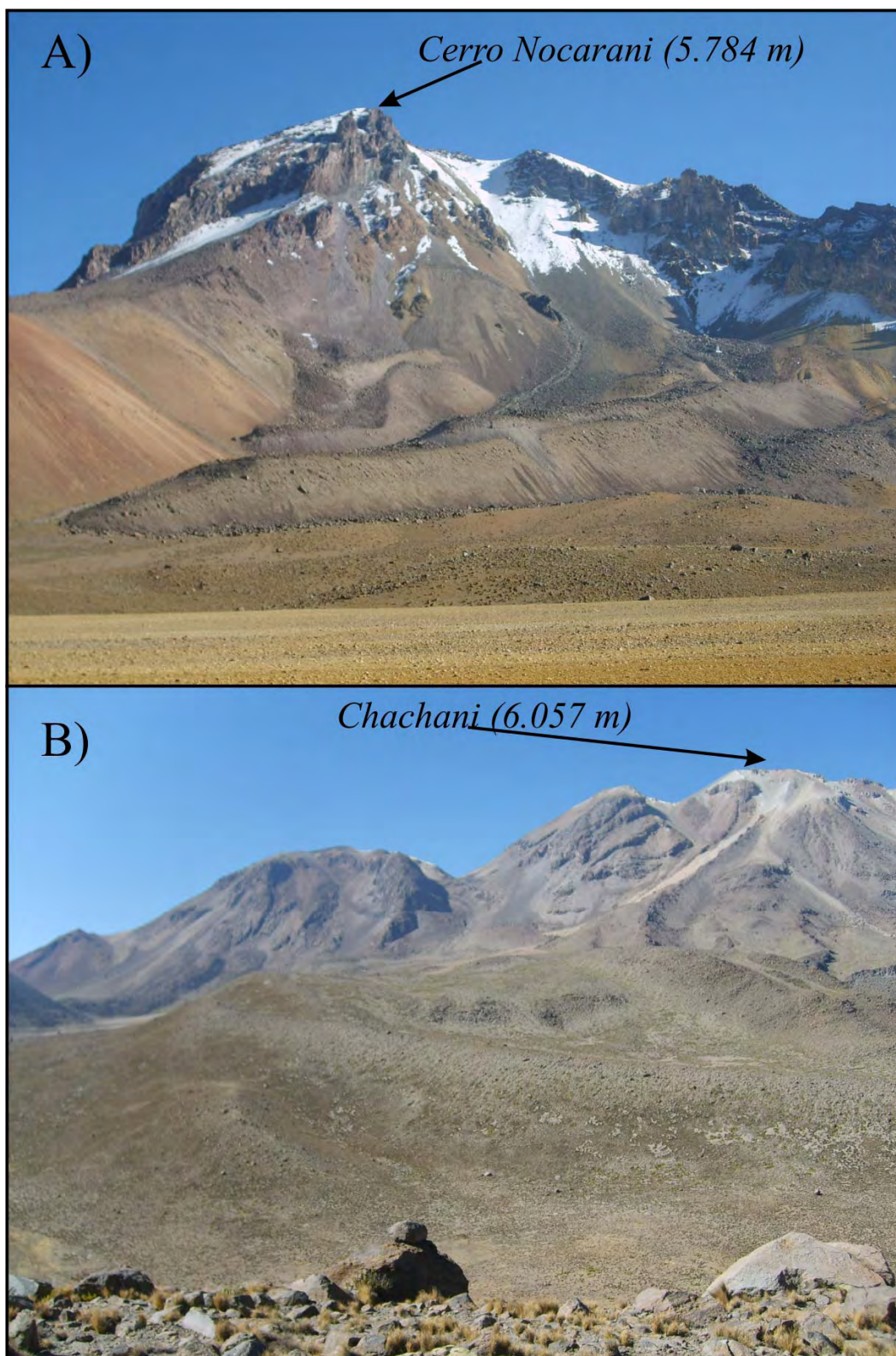


Figura 4.164. **A.** Glaciar rocoso situado en la cara sur del Cerro Nocarani (5.784 m), de la dorsal volcánica del Chachani (ver localización en la figura 1.3). **B.** Morrenas en la ladera sur del Chachani. Fotografía: D. Palacios, agosto-2007.

Capítulo 5: Seguimiento de los factores que controlan la formación de los lahares secundarios. Variaciones morfológicas en la barranca Tenenepanco-Huiloac (2002-2008)

“Los pueblos del valle continuaron su existencia sordos a los quejidos de la tierra...cuando las paredes se desprendieron, rodando en un alud de barro, piedras y agua que cayó sobre las aldeas...”

Isabel Allende, 2002.

1.- INTRODUCCIÓN

1.1.- Objetivos y estructura de la experimentación

Los sistemas fluviales que se desarrollan sobre los volcanes quedan modificados por las erupciones, en especial, por un importante aporte de sedimentos (Major, 2003; Gran y Montgomery, 2005). Dependiendo de las características de la perturbación, los canales de red hidrológica responden en un primer momento con la generación de *debris flows*, grandes avenidas que movilizan grandes cantidades de sedimentos. Pero gran parte del material se evacua en etapas post-eruptivas, con caudales bajos y moderados (Major *et al.*, 2000), dando lugar a ciclos complejos de incisión, colmatación y ensanchamiento de los cauces (Meyer y Martinson, 1989). La adaptación de las redes fluviales a la nueva situación tras una erupción volcánica es un largo proceso que no está suficientemente estudiado (Gran y Montgomery, 2005). Surge entonces, la necesidad de estudios de seguimiento detallados en los cauces de estos sistemas, que pongan de manifiesto cuáles son los procesos geomorfológicos que se suceden en ellas, no solamente como respuesta inmediata a las erupciones, sino durante toda la dinámica de adaptación a la nueva situación (lahares secundarios) que, como se verá, puede durar décadas. Una monitorización detallada en alguno de los tramos de los canales afectados, proporcionará además información valiosa para la modelización de futuros lahares, ya que en todo momento ofrece datos topográficos actualizados, de una morfología que presenta grandes variaciones en periodos cortos de tiempo. Por ello, el objetivo principal de la investigación se centra en diseñar una metodología válida para llevar a cabo un seguimiento de las modificaciones sufridas en canales afectados por la formación de lahares secundarios. Así mismo, se plantea la forma de detectar los cambios morfológicos del cauce, en términos de erosión y sedimentación, y su relación con las precipitaciones.

La metodología propuesta se aplica a dos tramos del eje fluvial Tenenepanco-Huiloac en la cara norte del Popocatepetl, seleccionados por su especial localización. El primer tramo se localiza en el curso alto del eje, en la garganta proglaciaria de Tenenepanco, justo en el límite superior de las precipitaciones pluviales y que además, sirve de colector a las aguas de fusión de las nieves depositadas en cotas superiores. En el curso medio se ha elegido el segundo tramo, dentro del área que recoge los máximos volúmenes de precipitación. Ambos sectores presentan una alta probabilidad de que en ellos se generen lahares secundarios. Por otro lado, la barranca de Huiloac, en su curso bajo, atraviesa la población de Santiago de Xalitxintla, y tras unirse a la barranca de Alseseca, alcanza el núcleo de San Nicolás de los Ranchos. Estas poblaciones quedan expuestas a los flujos laháricos canalizados por el eje Tenenepanco-Huiloac y en numerosas ocasiones han sufrido sus consecuencias.

Considerando las características del área de experimentación se establecen los siguientes objetivos parciales:

- Comparar las topografías (levantamientos y perfiles) que presentan los tramos del cauce elegidos entre distintas fechas.
- Determinar las variaciones sufridas en un tramo de la barranca en términos de erosión y sedimentación.
- Diseñar una leyenda geomorfológica de las formas encontradas en la barranca en términos sencillos y precisos, con el menor número de categorías posibles y de forma que cada unidad tenga una representación en superficie.
- Comparar las morfologías que presenta la barranca entre las fechas de estudio mediante un análisis estadístico.
- Relacionar las modificaciones experimentadas en la barranca entre dos fechas con las precipitaciones recogidas en estaciones cercanas o con otro tipo de información sobre precipitaciones.
- Validar el método mediante la bondad que ofrecen los resultados obtenidos y mediante la comparación con otros métodos empleados en diferentes lugares.

Antes de plantear la metodología propuesta para el seguimiento de los cambios morfológicos en las áreas de experimentación, se analizan las características de este proceso a través de una revisión de la literatura existente (Figura 5.1). Después se exponen las particularidades que presenta el cauce elegido en relación con la historia eruptiva del volcán y su evolución posterior. Según estas consideraciones se aplica la metodología propuesta en los dos tramos de la barranca de Tenenepanco-Huiloac y los resultados obtenidos se presentan en una síntesis que presenta un modelo de evolución del canal. Por último, se presentan las conclusiones y se validan las metodologías utilizadas comparándolas entre sí y con las aplicaciones realizadas por otros autores en diferentes volcanes.

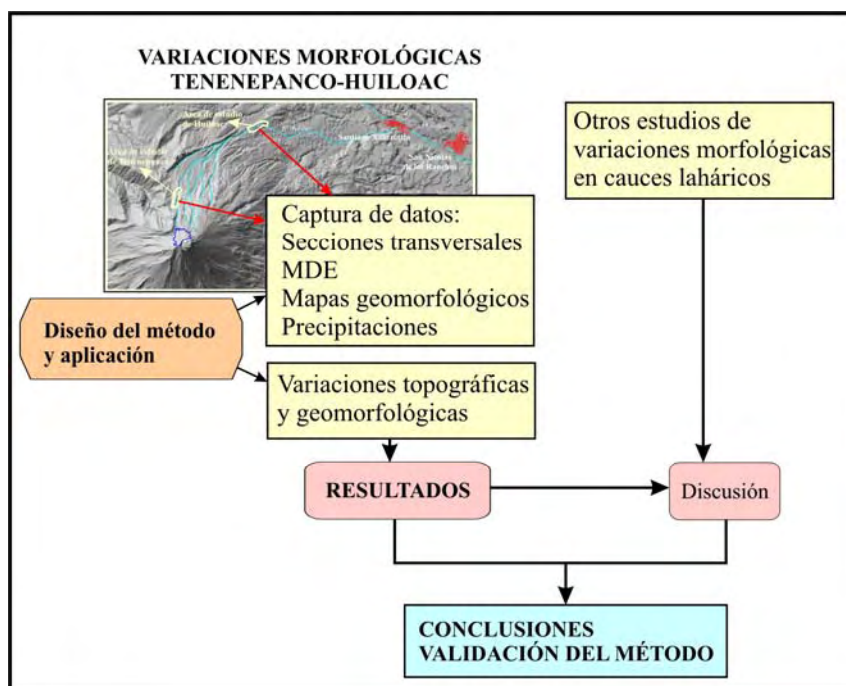


Figura 5.1. Esquema de la estructura de investigación para el diseño y aplicación de un método de seguimiento de las variaciones morfológicas sufridas por un cauce afectado por lahares secundarios.

1.2.- Características del proceso

Las erupciones volcánicas generan perturbaciones en el paisaje que afectan al sistema hidrológico circundante y en especial, al aporte de sedimentos. Major (2003) expone una lista de las principales consecuencias hidrológicas e hidráulicas que conlleva la actividad volcánica. Así, indica que ésta afecta a los principales componentes de almacenamiento del balance hídrico y altera las características, magnitud y duración de la escorrentía. En especial, tiene en cuenta las modificaciones que sufren los almacenes de nieve y los cambios que produce en la dinámica de fusión. También los daños y destrucción de la vegetación añaden una variación en el almacén hídrico que constituyen las copas de los árboles, reducen o eliminan la interceptación, incrementan la caída libre de precipitación, y merman la evapotranspiración. Por otro lado, los nuevos depósitos de tefra aminoran la capacidad de infiltración del suelo, con lo que el agua pasa en mayor cantidad a la escorrentía.

En general, los cambios hidrológicos incrementan la superficie drenada y reducen el tiempo que tardan las aguas de escurrir por la ladera hasta los canales. De esta forma, la escorrentía post-eruptiva alcanza los canales más rápidamente y en mayor cantidad que la escorrentía pre-eruptiva.

Gran y Montgomery (2005) hacen especial hincapié en que la principal modificación volcánica consiste en la mayor cantidad de sedimentos disponibles en las cabeceras de las redes de drenaje de los volcanes, que resultan muy superiores a las cantidades localizadas en sistemas fluviales no volcánicos (Figura 5.2). El manto de las cabeceras fluviales con una capa de materiales fácilmente erosionables y la destrucción de la vegetación, hacen que estas superficies experimenten una respuesta rápida ante precipitaciones copiosas (Segerstrom, 1950; Waldron, 1967; Kadomura *et al.*, 1983; Janda *et al.*, 1984a; Yamamoto, 1984; Leavesley *et al.*, 1989; Shimokawa *et al.*, 1989).

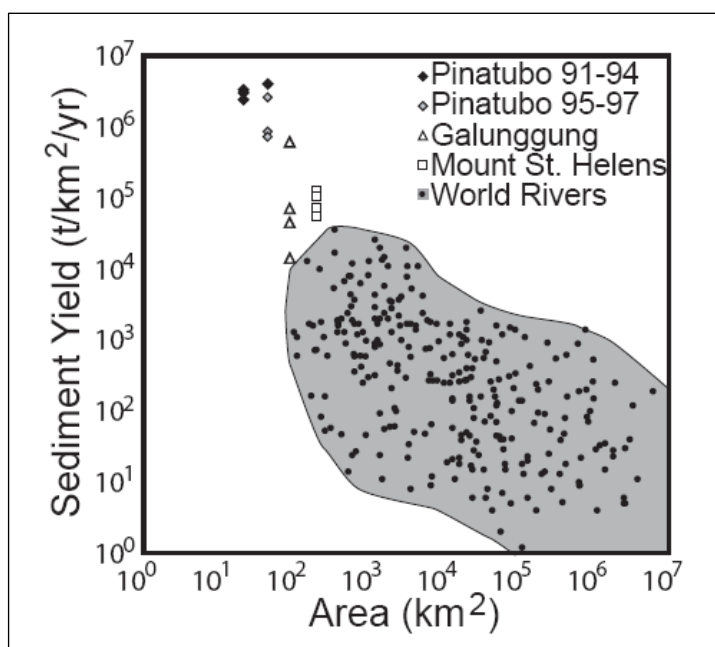


Figura 5.2. Cargas sedimentarias en ríos afectados por volcanes en comparación con otros sistemas fluviales. Según Gran y Montgomery (2005).

Las principales respuestas del sistema fluvial de los volcanes a la ampliación de la superficie de drenaje, al aumento del agua de escorrentía y a la disponibilidad de gran cantidad de material fácilmente erosionable son los cambios rápidos y extraordinarios en el canal y en el transporte de sedimentos (Major *et al.*, 2000). Después de una erupción los canales siguen complejos ciclos de incisión, colmatación y ensanchamiento

(Meyer y Martinson, 1989). Según la naturaleza y grado de la perturbación, los canales pueden incidir y colmatarse durante meses tras la erupción o en una única tormenta (Rodolfo, 1989; Punongbayan *et al.*, 1996). En la mayoría de los volcanes el transporte extraordinario de sedimentos se realiza mediante *debris flows* que se generan por lluvias intensas, fusión repentina de nieve y hielo, o ruptura de aguas embalsadas. Sin embargo, el transporte fluvial post-eruptivo es también importante y **las fluctuaciones anuales en la escorrentía pueden afectar decisivamente al transporte de sedimentos**. Generalmente, las mayores cantidades de transporte fluvial ocurren durante avenidas grandes a moderadas, pero gran parte de la movilización de material en etapas post-eruptivas se ha observado con caudales bajos-moderados (Major *et al.*, 2000).

La recuperación de las cuencas fluviales tras la perturbación volcánica representa un importante proceso que no está suficientemente estudiado (Gran y Montgomery, 2005). Uno de los primeros trabajos que trata sobre la recuperación de las formas fluviales a largo plazo es el realizado en el volcán Parícutín (México) por Segerstrom (1950, 1960 y 1966). El Parícutín entró en erupción en 1943 y continuó hasta 1952. Segerstrom registró la destrucción de la vegetación; la reducción de los índices de infiltración, provocada por el encostramiento de la ceniza; el incremento de los movimientos en masa; el incremento de la arroyada; y el desarrollo de *debris flows* que arrastraron materiales pre-eruptivos mezclados con productos volcánicos recientes. Hasta 1965, el autor no constató un inicio de relativa estabilidad, debida en gran parte a la revegetación.

Tras estas investigaciones, la literatura comenzó a centrarse únicamente en los lahares ocasionados tras las erupciones, en los riesgos asociados y en las medidas para reducir sus efectos. Algunos de estos trabajos hacen referencia a determinadas modificaciones experimentadas en las cuencas de drenaje, como el caso de Waldron (1967) que documentó el incremento de las tasas de drenaje superficial (95%–100%) tras la erupción sufrida por el volcán Irazú (Costa Rica) entre 1963 y 1965. Este autor también apuntó cambios morfológicos en el canal, que experimentó una fuerte erosión en sus márgenes, lo cual ocasionó deslizamientos en las laderas circundantes.

Hay que esperar hasta la erupción del Mt. St. Helens (1980) para que salgan a la luz varios estudios detallados del impacto morfológico sufrido por las cuencas de drenaje circundantes. Estos estudios se han mantenido en el tiempo, de forma que hasta el presente se continúa el seguimiento de estos canales. En la erupción del 18 de mayo una explosión lateral afectó a una superficie de 550 km² y 0,13 km³ de material fácilmente erosionable se dispuso sobre un terreno relativamente escarpado. Por otra parte, una avalancha de detritos de 2,6 km³, compuesta principalmente por arenas y gravas finas ocupó la cuenca del río North Fork Toutle (Janda *et al.*, 1984b). Los lahares se generaron a través de los principales tributarios de los ríos Toutle y Lewis y transportaron sedimentos hacia cuencas de orden inferior, a la vez que limpiaron los lechos fluviales y erosionaron las márgenes de los cauces. La mayor parte de los sedimentos erosionados tenían origen pre-eruptivo (aluvial y coluvial) (Janda *et al.*, 1984b). Los primeros estudios de detalle indicaron que durante el año siguiente a la erupción se desarrolló una intensa erosión por arroyada difusa y concentrada en los interfluvios, que disminuyó sensiblemente al año siguiente (Collins *et al.*, 1983; Lehre *et al.*, 1983; Collins y Dunne, 1986).

Relativamente muy pocos trabajos analizan el proceso de recuperación de la red fluvial tras los lahares iniciales. En este sentido, uno de los estudios más relevantes realizados en el St Helens es el de Meyer y Martinson, 1989, que analizan la evolución de los canales fluviales tras la erupción de 1980. El canal más afectado fue el río North Fork Toutle, ya que un desprendimiento dejó una gran superficie sin red de drenaje. El

desarrollo de los canales tuvo lugar en cuatro etapas: a) formación del canal por coalescencia de depresiones locales; b) incisión del canal para formar una cauce; c) ensanchamiento y acumulación en el cauce; y d) periodos alternativos de erosión y sedimentación, con tasas reducidas de profundización.

Los autores también analizan la evolución de los ríos Pine Creek, South Fork Toutle y Muddy, que fueron los primeros afectados por los lahares. Durante 1980-1981 sufrieron un ajuste que consistió en la profundización y ensanchamiento de las partes altas y en la acumulación en las partes más bajas del flujo. Entre 1981 y 1985, las partes altas experimentaron tasas más elevadas de sedimentación, mientras que las bajas sufrieron incisión y se ensacharon. Las tasas de ajuste disminuyeron a partir de 1982 y pasaron a depender del caudal.

Los canales afectados únicamente por el *blast* y los depósitos de caída (Río Green, Bean Creek y Clearwater Creel) fueron menos modificados y se recuperaron antes. La arroyada, difusa y concentrada, en los interfluvios aportó grandes cantidades de sedimentos a la corriente principal durante 1980-1981. La corriente principal evacuó fácilmente los sedimentos de grano fino, excepto cuando se quedaban retenidos por los troncos. Inicialmente estos canales profundizaron en las partes más escarpadas y se colmataron en las pendientes más suaves.

Major *et al.*, (2000) estudian el transporte de sedimentos en los cursos fluviales del Mt. St. Helens durante 20 años tras la erupción de 1980. Las medidas de caudales y de sedimentos movilizados por la red de drenaje indicaron que en los 2-3 años posteriores a la erupción la cantidad de sedimentos aportados alcanzó su máximo, para ir disminuyendo en la década posterior de forma no lineal. Durante los cinco años siguientes las cantidades (ligeramente superiores a las pre-eruptivas) se mantuvieron constantes o con una ligera tendencia a la baja. El aumento de precipitaciones registrado a partir de 1995, cambió de signo la tendencia, ya que se observaron cantidades de sedimentos similares a los recogidos 4 años después de la erupción. A partir de estas observaciones los autores proponen un modelo de recuperación del sistema fluvial tras la perturbación causada por una erupción. Al principio, la deposición de material volcánico altera la cuenca de drenaje, en la cual se disparan de forma rápida y masiva los índices de erosión y se pone en movimiento una gran cantidad de sedimentos. El tipo y espesor del sedimento, su distribución superficial, y su susceptibilidad de ser erosionado son las claves que influyen en su redistribución espacial y temporal. De forma habitual, los ajustes iniciales del canal se producen de forma rápida y están dominados por el ensanchamiento (Mayer y Martinson, 1989; Simon, 1999), de manera que las modificaciones dependen en gran medida del caudal y los sedimentos provienen del colapso de las márgenes, durante el ensanchamiento de los cauces, más que por arrastre de material en los lechos. Las tasas de erosión y de sedimentación van disminuyendo a la vez que las redes se integran y se reduce el gradiente del canal. Una vez establecidos, los canales sufren complejos ciclos de incisión, sedimentación y ensanchamiento (Mayer y Martinson, 1989).

La tendencia no lineal a la disminución de erosión y sedimentación se puede ver afectada por variaciones en los parámetros climáticos, que modifican la cantidad de sedimentos a través de la variación del caudal. Por lo tanto, la inestabilidad generada por la erupción en el sistema fluvial (aporte de material y cambios en la topografía) se mantiene a largo plazo y la migración efectiva de mayor cantidad de sedimentos se mantiene funcional durante décadas (Major *et al.*, 2000; Major, 2003; Major, 2004).

También existen algunos trabajos que realizan un seguimiento de los sedimentos aportados por la red fluvial tras la erupción del Pinatubo (1991). Hayes *et al.*, (2002) documentan que todavía seis años después de la erupción, el río Pasig-Potrero arrastraba

el doble de sedimentos que en la etapa pre-eruptiva. Gran y Montgomery (2005), a través del seguimiento de cinco cuencas fluviales, determinan un modelo de recuperación (Figura 5.3) en el que la fase de recuperación fluvial comienza tras el periodo de gran inestabilidad marcado por la existencia de lahares y fluctuaciones rápidas en el nivel de base. Los *inputs* de sedimentos en la cabecera van decreciendo y en los canales se moviliza el material de forma selectiva. De esta manera, el lecho queda tapizado por tamaños cada vez mayores que incrementan la rugosidad y la resistencia (fricción, *critical shearstress*). De forma eventual, los aportes sedimentarios pueden aumentar en las cabeceras desequilibrando el sistema e iniciar una mayor incisión en el canal. De todas formas, los autores indican que mientras no se estabilicen las márgenes, se mantendrá una elevada movilidad lateral que seguirá aportando mayores cargas sedimentarias. La escala temporal de proceso es muy variable, ya que depende del tipo de sedimentos y del clima local.

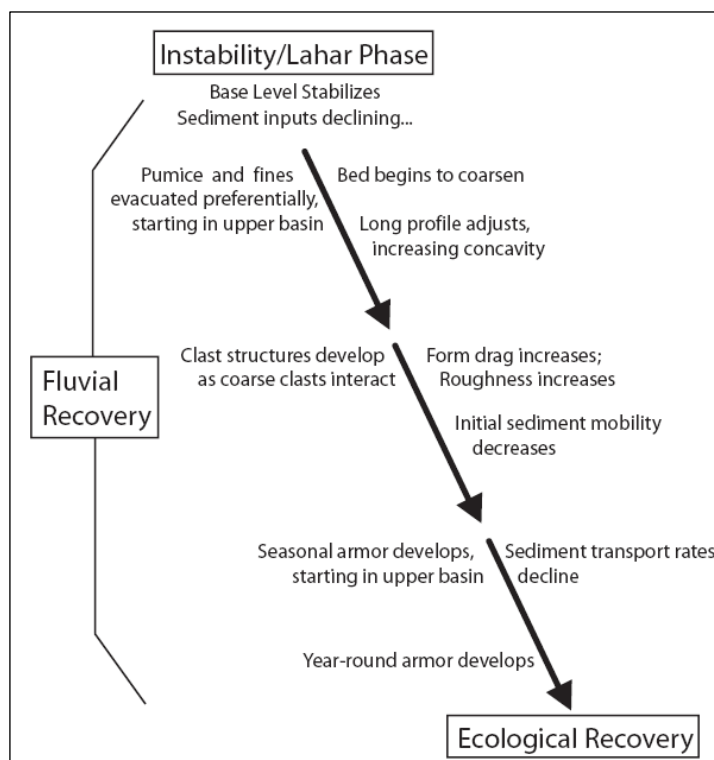


Figura 5.3. Modelo temporal de recuperación de un sistema fluvial perturbado por una erupción volcánica, según Gran y Montgomery (2005).

A excepción de estos trabajos de seguimiento a largo plazo, la gran mayoría de las investigaciones realizadas sobre flujos hidrovolcánicos centran su interés en el lapso de tiempo inmediatamente posterior a la erupción, cuando se produce la mayor perturbación en la red de drenaje y se desarrollan los lahares. Existe una gran profusión de publicaciones que analizan las características de estos flujos en distintos volcanes como en el Mt. Usu, Unzen, y Sakurajima en Japón (Kadomura *et al.*, 1983; Shimokawa y Taniguchi, 1983; Chinen y Kadomura, 1986; Mizuyama y Kobashi, 1996); en el Galunggung de Indonesia (Hamidi, 1989; Hirao y Yoshida, 1989); en el Parícutín y el Chichón de México (Inbar *et al.*, 1994 e Inbar *et al.*, 2001); en el Ruapehu de Nueva Zelanda (Cronin *et al.*, 1999; Hodgson y Manville, 1999); en el Mayon y el Pinatubo de Filipinas (Rodolfo, 1989; Rodolfo y Arguden, 1991; Pierson *et al.*, 1992; Pierson *et al.*, 1996; Daag, 1994 y 2003; Major *et al.*, 1996; Scott *et al.*, 1996; Newhall y Punongbayan, 1996; Umbal, 1997; Tuñol, 2002).

Entre ellos destacan los estudios que analizan las características de los flujos hidrovolcánicos y se centran fundamentalmente en calcular su velocidad y la cantidad de carga sedimentaria. Así, por ejemplo, Pierson y Scott (1985) documentan cómo el lahar del St Helens (1982) pasa de comportarse como un *debris flow* a flujo hiperconcentrado; Pierson *et al.*, (1990) determinan el comportamiento del lahar de Nevado de Ruiz; Pierson y Janda (1994) analizan las características de cuatro avalanchas mixtas volcánicas (St Helens, Nevado de Ruiz y Redoubt); Cronin *et al.*, (1997), mediante sedimentología y mineralogía de arcillas, establecen la secuencia de lahares en el Ruapehu; Cronin *et al.* (1999) distinguen cuatro fases en un lahar no-cohesivo en el Ruapehu; Capra *et al.* (2004) analizan las diferentes características de los lahares del Popocatepetl de 1997 y 2001; Lavigne y Thouret (2002) examinan la producción de lahares en el Merapi; Lavigne (2004) cuantifica la carga sedimentaria del Merapi y Sameru entre 1994-1995; Lavigne y Suwa (2004) destacan las diferencias entre los debris flows, los flujos hiperconcentrados y los *stream flows* en el Semeru.

También cabe resaltar aquellas investigaciones en las que se demuestra que la recurrencia de los lahares depende en primer lugar de la duración de las precipitaciones y en segundo lugar de la cantidad total (intensidad de la precipitación) (Thouret y Lavigne, 2000), como resaltan Rodolfo y Arguyen (1991) en el caso de los lahares del Mayon, o los estudios realizados en el Unzen (Iwamoto, 1996) y en el Merapi (Lavigne, 1998; y Lavigne y Thouret, 2002). Algunos estudios han establecido los umbrales de intensidad de la precipitación que ocasionan lahares en varios volcanes del mundo. Así por ejemplo, Lavigne (1998) concluye que una precipitación de 33 mm/ hora podría desencadenar un lahar en el Merapi; Sudradjat y Tilling (1984) indican intensidades de 50 mm/hora para el inicio de los lahares del Galunggung de 1983; Iwamoto (1996) señala valores de 7mm/hora para los lahares del Unzen (1991-92); y Barclay *et al.* (2007) encuentran una fuerte correlación entre la formación de lahares en el valle del Belham (isla Montserrat) y los días en los que la precipitación es superior a 10 mm en 24 horas. Las intensidades no son las mismas incluso para los volcanes situados en la misma zona climática (Tuñgol y Regalado, 1997), ni siquiera para los lahares producidos en el mismo edificio (Daido, 1985), debido a factores como la topografía, la orientación respecto a los vientos dominantes o la altura. Otros trabajos que analizan la relación de las precipitaciones con la formación de lahares intentan establecer la dependencia entre la intensidad y la duración de las precipitaciones que provocaron lahares, como hacen Daag (2003) y van Westen y Daag (2005) en una serie de siete años en el Piantubo (Figura 5.4); buscan la conexión entre la cantidad de precipitación recibida y los tipos de flujos (Lavigne y Suwa, 2004) (Figura 5.5); o simplemente resaltan la conexión entre las lluvias tropicales, los tifones, la actividad volcánica y la producción de lahares Rodolfo *et al.* (1989); o describen cómo precipitaciones ocasionalmente fuertes pueden causar lahares en un volcán inactivo, como el caso del volcán Casita estudiado por Scott *et al.* (2005).

Por último, hay que indicar que en la literatura sobre lahares son muy frecuentes las llamadas de atención sobre la necesidad de conocer con detalle las particularidades morfológicas del canal con dos objetivos fundamentales: para realizar cálculos precisos de los parámetros que caracterizan el flujo y para emplear MDE detallados y reales con el fin de mejorar las simulaciones de futuros eventos hidrovolcánicos. En el primer caso, todos los manuales de hidráulica recogen como principio básico que todo flujo está influido en gran medida por las características morfológicas del canal por el que discurre (p.e. Chow, 1959). De esta manera, la profundidad, la anchura, la pendiente longitudinal, la sinuosidad y la rugosidad (materiales que revisten lecho y paredes) son los principales parámetros del cauce que condicionan variables como la velocidad del

flujo o la capacidad o competencia de la carga. De forma especial, la velocidad del frente del flujo está condicionada por la pendiente del canal y la velocidad general además está influida por la rugosidad del cauce (Pierson, 1986), como se recoge en la ecuación de Manning (ampliamente utilizada y validada para calcular la velocidad uniforme de un flujo). Otra de las fórmulas empleadas para el cálculo de la velocidad de los fluidos es la ecuación de la “superelevación” (Chow, 1959; Pierson, 1985; Pierson y Costa, 1987) que, aunque tiene en cuenta la morfología del canal en parámetros como la anchura del canal o la pendiente, desestima la rugosidad o la resistencia de la curvatura del canal, por lo que ya Pierson (1985) estimó que el resultado quedaba subestimado en ~15%, en comparación con medidas directas.

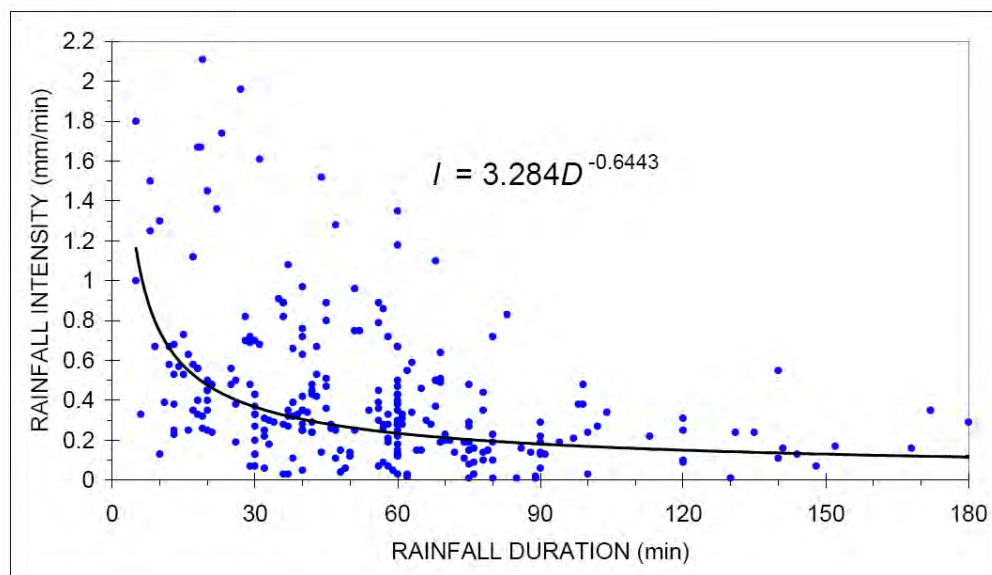


Figura 5.4. Relación entre la intensidad y la duración de las precipitaciones que causaron lahares en el Pinatubo en un periodo de siete años. Según Daag (2003).

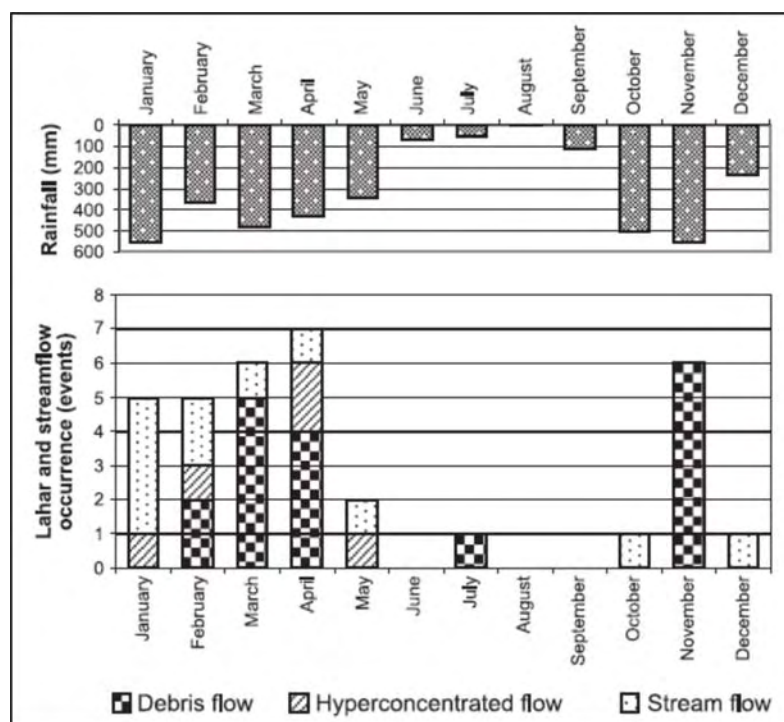


Figura 5.5.- Relación entre los tipos de flujos de los lahares originados en el Semeru y la cantidad de precipitación recibida. Según Lavigne y Suwa (2004).

En el segundo caso, los investigadores que trabajan con modelos de simulación de flujos (Daag y van Westen, 1996; van Westen (1997); Renschler, 2005; Muñoz *et al.*, (2007, 2009) han hecho notar que los sistemas de drenaje en los volcanes sufren importantes cambios que causan un gran impacto en la hidrología y geomorfología en la red, que se mantiene incluso varias décadas después del evento volcánico. En especial, los volcanes cubiertos por nieve o por glaciares son susceptibles a cambios rápidos de caudal y a variaciones en la carga sedimentaria. Los primeros modelos diseñados para Sistemas de Información Geográfica (Ackerman *et al.*, 2000; Long, 2000) se pensaron para procesos hidrológicos de baja frecuencia y no son aplicables a eventos pequeños, pero de alta frecuencia, que imprimen importantes cambios en las redes fluviales de los paisajes volcánicos. En estas condiciones, para una adecuada modelización de los flujos y para conseguir cálculos correctos de los mismos, con el fin de mejorar el sistema de alerta a la población, es necesario un seguimiento detallado de los parámetros morfológicos del canal, con especial atención a las variaciones topográficas (Muñoz, 2007).

El primer trabajo sistemático en documentar las variaciones experimentadas por un canal lahárico es el de Rodolfo (1989), que presenta 14 secciones transversales en el canal de Mabinit (volcán Mayon, Filipinas) realizadas en 1985 y en 1986. La comparación de los perfiles topográficos permite obtener la erosión y la deposición netas del canal para el periodo de estudio (Figura 5.6). Con anterioridad se habían medido modificaciones en los canales por los que circularon lahares en el St. Helens (Janda *et al.*, 1981; Pierson, 1985; Pierson y Scott, 1985), pero en secciones transversales aisladas. Gran y Montgomery (2005) también utilizan algunas secciones transversales en cinco ríos que drenan el Pinatubo para constatar los cambios de morfología en el canal, pero a partir de ellas no calculan el volumen erosionado y depositado, sino que emplean trampas de sedimentos, para obtener la carga sedimentaria de los ríos. En la literatura general sobre debris flows tampoco son muy frecuentes los estudios de seguimiento de la erosión/deposición a lo largo de un canal, como indican Chen, *et al.* (2005). Estos autores calculan las cantidades erosionadas y depositadas a lo largo de un canal (Jiangjia Gully, China) mediante la comparación de secciones transversales.

También se han empleado las restas de modelos de elevación del terreno para obtener las variaciones topográficas entre dos fechas y calcular así los volúmenes sedimentados y erosionados. Este método fue empleado por van Westen (1997) en la cabecera del río Sacobia, en el Pinatubo, para calcular la cantidad de piroclastos erosionados. La resta de modelos detallados también se ha empleado para cuantificar las modificaciones únicamente en el canal, como se puede ver en Garcin *et al.* (2005) (Figura 5.7) y Barclay *et al.* (2007).

Huggel *et al.* (2008) también han empleado MDE generados a partir de la información recogida por satélites (ASTER y SRTM) para la simulación de lahares en el volcán Popocatepetl, mediante el empleo del programa LAHARZ (Schilling, 1998), que funciona en un SIG. Los resultados obtenidos son bastante discutibles, ya que queda demostrado (Muñoz, 2007 y 2009) que la forma de representar el relieve de los modelos de elevación y su resolución condicionan los resultados de las simulaciones. En este caso las resoluciones de los modelos son de 30 y 90 m respectivamente, y la barranca de Huiloac en ciertos tramos presenta anchuras de 10-12 m. Muñoz *et al.* (2009) probaron que es necesaria una resolución espacial de 5 m en el MDE, para conseguir resultados aceptables en las simulaciones de lahares generadas con el programa LAHARZ en las barrancas del Popocatepetl.

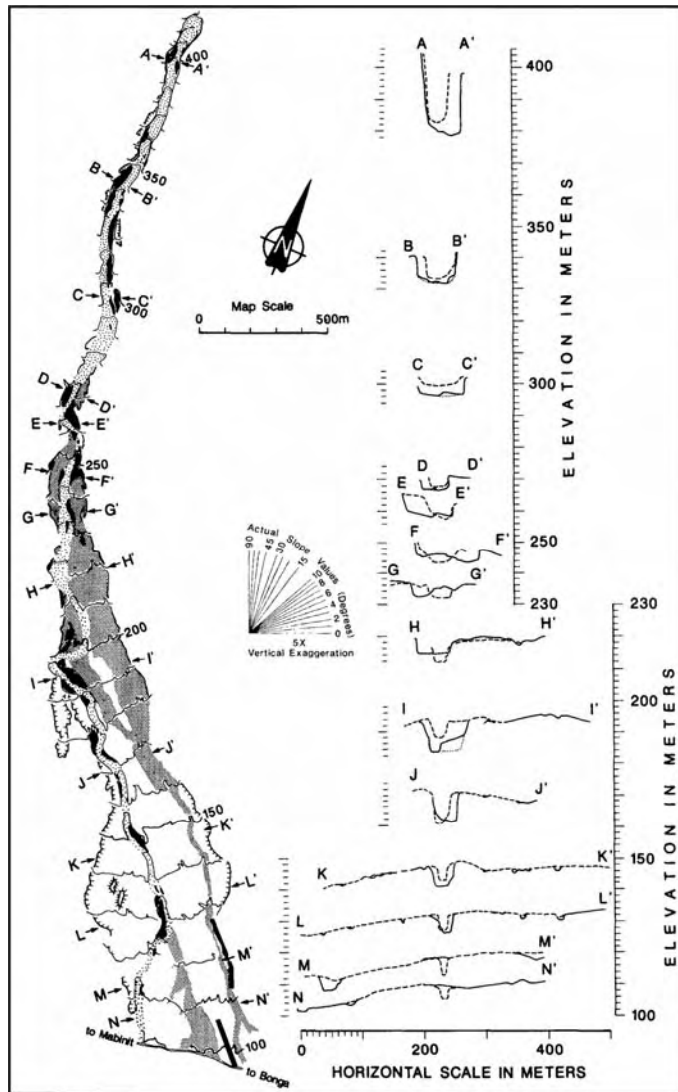


Figura 5.6. Comparación de la topografía del canal Mabinit (volcán Mayon, Filipinas) entre agosto-septiembre de 1985 (mapa de la izquierda y líneas continuas en los perfiles) y enero-febrero de 1986 (mapa de la derecha y líneas discontinuas en los perfiles), según Rodolfo (1989).

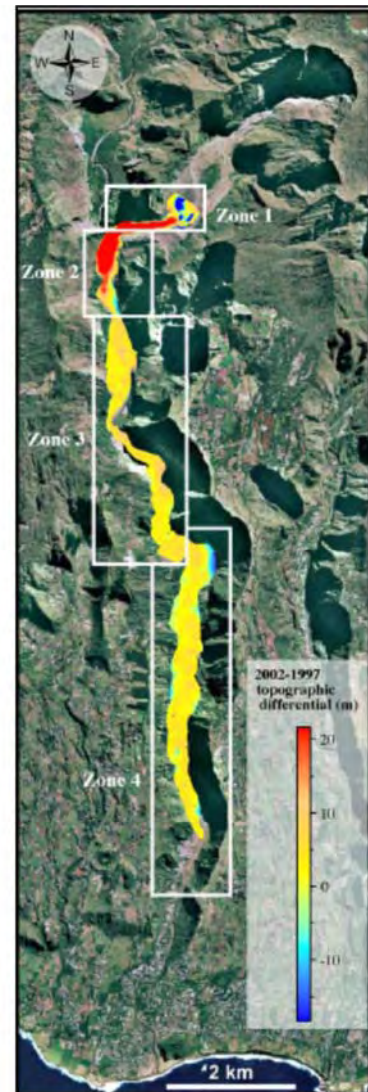


Figura 5.7. Diferencia entre los MDE de 2002 y 1997 en el cauce del Remparts (isla Reunión) sobreimpuesta a la ortofoto de 1997, según Gracin *et al.* (2005).

1.3.- Características específicas del proceso en el lugar de experimentación

La historia de la actividad volcánica del Popocatepetl durante el Holoceno viene marcada por tres periodos eruptivos principales que han sido datados por Siebe *et al.* (1996). Estos se produjeron aproximadamente entre las siguientes fechas: 3195-2830 a.C, 800-215 a.C, y 675-1095 d.C. Según los autores los periodos eruptivos presentaron un mismo esquema de actividad, que comenzaba con emisiones de pequeñas cantidades de ceniza (flujos y caída) y alcanzaban su máxima intensidad con la deposición de grandes cantidades de pumitas, flujos de cenizas calientes y finalmente se producían extensos lahares. Esta actividad afectó a un área de más de 3.000 km² y a varios asentamientos humanos (Cholula) (Figura 5.8). Según la cartografía realizada en este

trabajo, los lahares se distribuyeron principalmente hacia el S y hacia el NE del Popocatepetl.

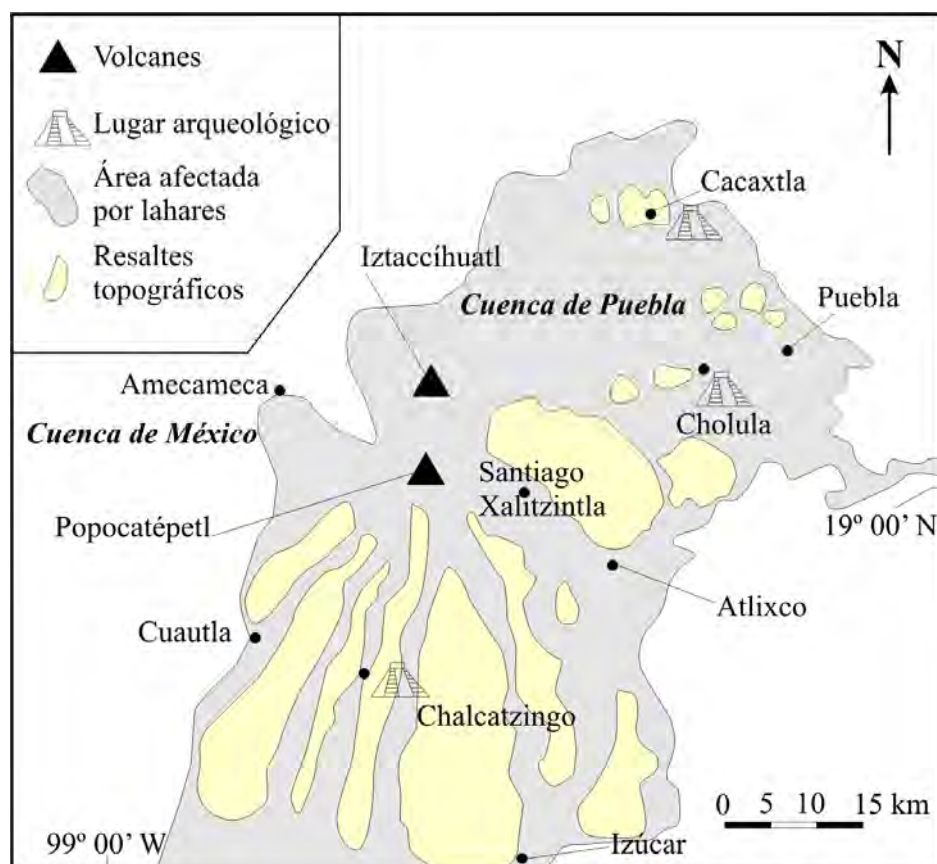


Figura 5.8. Áreas afectadas por los lahares en las erupciones plineanas de 3195-2830 a.C, 800-215 a.C, y 675-1095 d.C. Modificado de Siebe *et al.* (1996).

González *et al.* (1997) y González (2000) describen un lahar denominado *San Nicolás*, que se produjo en la barranca de Huiloac hace 1100-1300 años. Este flujo, con un volumen de $5 \times 10^7 \text{ m}^3$, se inició a media ladera del volcán y viajó unos 60 km hasta alcanzar la ciudad de Izúcar de Matamoros. Sheridan *et al.* (2001) indican que, aproximadamente en las mismas fechas, se desarrolló otro lahar en la barranca de Nexpayantla, con un volumen estimado de $1,2 \times 10^8 \text{ m}^3$, que rebasó la ciudad de San Pedro Nexapa. Estos dos eventos se corresponden con el periodo eruptivo fechado por Siebe *et al.* (1996) entre los años 675 y 1095 d.C. Los autores indican que el máximo de actividad de esta fase estuvo marcado por tres pulsos, en los que se produjeron columnas plineanas con alturas mínimas de 25 km. Los materiales fueron dispersados hacia el norte, noreste y este, donde se localizan las barrancas de Huiloac y Nexpayantla. El colapso de las columnas provocó el bloqueo de la red hidrográfica del Popocatepetl y del Iztaccíhuatl (Macías, 2005). La adicción de agua procedente de la fusión de hielo y nieve, según González *et al.* (1997), o de lluvias torrenciales, según Macías (2005), generó lahares que esparcieron la carga sedimentaria por la Cuenca de Puebla.

Cruz-Reyna *et al.* (1995), en un trabajo sobre la historia de la actividad del Popocatepetl, indican que no existe ninguna referencia a la producción de lahares entre las fuentes existentes. A pesar de ello, Muñoz (2007) señala la posibilidad de que se produjeran pequeños lahares en el anterior periodo eruptivo (1919-1927). Este apunte parece bastante lógico, ya que, como se ha comentado anteriormente, es un hecho que

cualquier emisión de material por parte del volcán supone una perturbación en el sistema fluvial circundante, que se manifiesta con un aumento del caudal y de la carga sedimentaria en los ríos.

En el presente periodo eruptivo iniciado en diciembre de 1994, los principales eventos laháricos han tenido lugar en 1995, 1997 y 2001. Palacios *et al.* (2001) describen el inicio de los lahares que se produjeron en 1995 y 1997, y analizan sus efectos geomorfológicos. En abril de 1995 una emisión cubrió de piroclastos aproximadamente el 50% del glaciar, lo que ocasionó una fusión repentina. El agua de fusión se canalizó por las gargantas proglaciares (Tepeteloncocone, La Espinera y Tenenepanco) y saturó los materiales que se encontraban en ellas (una mezcla de materiales de anteriores avalanchas y ceniza volcánica). La masa se inestabilizó y resbaló sobre la capa congelada, que actuó como un estrato impermeable, hasta su punto más bajo (4.020 m). A partir de aquí, el agua se empezó a infiltrar en los depósitos (Palacios *et al.*, 1998) y el flujo se detuvo.

El 11 de junio de 1997 una explosión destruye el domo que había venido creciendo en el interior del cráter. Parte de los materiales cayeron sobre el glaciar y provocaron su fusión. El agua fluyó por las tres gargantas proglaciares para confluir en la barranca de Huiloac. Al ir incorporando material no consolidado, se convirtió en un lahar que circuló unos 13 km (Muñoz, 2007).

Unos días después, entre el 30 de junio y el 1 de julio se produce la erupción mayor registrada hasta el momento. Se generó una columna de 8 km de altura sobre el cráter y las cenizas cayeron en los estados de Morelos, Puebla y México, así como en el Distrito Federal. El material que cayó sobre el glaciar causó abrasiones y acanaladuras que se observaron después en un vuelo de helicóptero (CENAPRED, 2001). El primer lahar alcanzó la población de Santiago Xalitlintla a las 3,30 p.m. del 1 de julio y fue seguido por otros flujos que se registraron hasta el día 3 de julio. Aunque no cabe duda de que el glaciar aportó agua a los flujos, debido a las señales dejadas por el material incandescente sobre su superficie, el CENAPRED (2001) también indicó la existencia de fuertes precipitaciones de lluvia en las laderas del volcán en esos días. Sheridan *et al.* (2001) señalan que el flujo movilizó un total de $3,3 \times 10^5 \text{ m}^3$ de sedimento y $1 \times 10^7 \text{ m}^3$ de agua. Esta gran cantidad de agua activó los sedimentos que tapizaban el fondo de las tres gargantas proglaciares y se generó un flujo hiperconcentrado. Al ir incorporando material, se transformó en un flujo de derrubios, y después cambió progresivamente hacia hiperconcentrado en su parte distal, a la vez que depositaba su carga (Capra *et al.*, 2004) (Figura 5.9), hasta alcanzar un recorrido total de 21 km. Capra *et al.* (2004) estimaron un volumen sólido de $\sim 4 \times 10^5 \text{ m}^3$. Los resultados obtenidos en los estudios sedimentológicos realizados por Muñoz (2007) fueron interpretados de manera similar. Además, Muñoz (2007) calculó las velocidades del lahar en distintos puntos (entre 1,4 y 7,7 m^3/s), así como el pico de descarga (entre 394,7 m^3/s y 81,0 m^3/s). La alta variabilidad de ambos parámetros a lo largo del recorrido, sugieren que las cantidades de agua y material sólido no fueron constantes.

El lahar de 2001 tuvo un origen diferente. El 22 de enero de 2001 el volcán emitió un flujo piroclástico que se canalizó por las gargantas proglaciares y descendió hasta 6 km. Al su paso por la superficie del glaciar, el flujo piroclástico ocasionó un deshielo parcial. El agua procedente de la fusión del glaciar saturó los materiales que se acababan de depositar en la barranca de Tenenepanco (Figura 5.10) y se inició un lahar de tipo flujo de derrubios (*debris flow*), que discurrió una distancia de 14,3 km hasta detenerse a 2 km de la población de Santiago Xalitlintla (Capra *et al.*, 2004). Capra *et al.* (2004) estiman que el volumen de agua no fue muy elevado, $\sim 0,5 \times 10^5 \text{ m}^3$ lo que hizo que el lahar se comportara como un flujo de derrubios en todo su recorrido (Figura

5.9). A pesar de ello, la fluctuación de los valores de velocidad (entre 13,8 m/s y 1,4 m/s) y del pico de descarga (entre 393,9 m³/s y 39,3 m³/s), muestran que el flujo tuvo procesos de incorporación o pérdida de material o de agua a lo largo de su trayecto (Muñoz, 2007).



Figura 5.9. Depósitos de los lahares de 1997 y 2001 en el tramo medio de la barranca de Huiloac. (L. Capra, febrero-2002).



Figura 5.10. A: El flujo de piroclastos de enero de 2001 discurrió 6 km por la ladera norte del Popocatepetl y penetró en el bosque, donde dañó a algunos árboles (D. Palacios, febrero-2004). **B:** Detalles de las pómez del flujo piroclástico de enero de 2001 (D. Palacios, julio-2002).

Capra *et al.* (2004) y Muñoz (2007) coinciden al indicar que el distinto comportamiento de los lahares de 1997 y 2001 se debe a sus distintos orígenes. Estos estuvieron determinados por el tipo de actividad volcánica, por la cantidad de agua aportada y por el tipo de sedimento disponible. Además, Muñoz (2007) señala que la morfología de las barrancas por las que se desarrollan los lahares tiene una gran influencia en el desarrollo de los mismos y más importancia que la que hasta el momento se le ha dado.

Además de estos lahares, el CENAPRED (2001, 1997-2003), los medios de comunicación y la observación directa de los depósitos en el campo indican la existencia de otros flujos laháricos menores. Así, el 2 de abril de 1998, el CENAPRED (1997-2003) informó de un flujo de agua y escombros por fusión del glaciar, debida a las elevadas temperaturas atmosféricas, que recorrió las cañadas del norte del volcán en una longitud de 8 km. De igual manera, la fusión de la nieve, acumulada en la cabecera de las barrancas orientadas hacia el N, durante las horas de mayor calor el día 7 de julio de 1999, ocasionó flujos de agua. El CENAPRED informó de otros flujos pequeños por deshielo en marzo de 2001 y en abril de 2005.

También han sido frecuentes los lahares originados por la caída de piroclastos sobre el glaciar, que provocaron el deshielo de pequeñas cantidades de agua, como sucedió durante los meses de marzo y mayo de 1999.

En otros casos fueron las precipitaciones las que movilizaron el material no consolidado del fondo de las barrancas e iniciaron los lahares, como el flujo de lodo y rocas que se produjo el 24 de mayo de 2000, con una altura de 70 cm, 4 m de ancho, una velocidad de 25 km/h y que se detuvo a 8 km de Santiago Xalitlintla (CENAPRED, 2001). Otros lahares más pequeños se registraron en días posteriores.

En especial cabe mencionar los dos lahares que se produjeron después del lahar de enero de 2001 y cuyos depósitos se detectaron en el campo durante los trabajos de 2002 entre los 4.200 y los 2.700 m de altitud en la barranca de Tenenepanco-Huiloac. No existe un registro del día en que ocurrieron ni cuales fueron las causas que los desencadenaron. Los depósitos de estos lahares han sido estudiados por Muñoz (2007) y observados durante los trabajos de campo. Muñoz (2007) indica que el primero en producirse mantuvo un comportamiento uniforme durante todo su recorrido como un flujo de derrubios, mientras que el segundo se inició como un flujo de derrubios y después de 7,5 km de trayecto se convirtió en un flujo hiperconcentrado.

El presente estudio pretende aplicar una metodología de seguimiento de cambios topográficos y morfológicos en el eje Tenenepanco-Huiloac a partir de la última perturbación volcánica de mayor incidencia sobre la red hidrográfica; el flujo piroclástico de enero de 2001. La barranca experimentó un primer vaciado de sedimentos tras el evento volcánico (lahar primario), pero no evacuó todo el material. Por otra parte, los canales de La Espinera y Tenenepancocone retuvieron los depósitos del flujo piroclástico, así como los interfluvios. La inestabilidad del material es evidente, no sólo por la elevada pendiente y la falta de cohesión del material (se observan continuos pequeños desprendimientos de material, tanto ladera abajo, como en los cortes del canal), sino también, por la susceptibilidad de este material de ser movilizado por un aporte extraordinario de agua (fusión “climática” de la nieve acumulada o del glaciar; o aportes excepcionales de lluvias.)

En el caso elegido para la experimentación, la red hidrográfica del Popocatepetl presenta una típica distribución radial, fuertemente condicionada por la topografía cónica del volcán. La elevada permeabilidad e incoherencia de sus materiales y las

fuertes pendientes favorecen la incisión de las aguas corrientes, que forman estrechas y profundas barrancas en las cotas superiores, para luego ensancharse y hacerse menos profundas en áreas más bajas.

Como se ha visto, la barranca de Huiloac es la que mayor actividad lahárica ha presentado en el actual periodo eruptivo. Esta garganta tiene su nacimiento en la vertiente norte del volcán y su cabecera está compuesta por tres cursos (Tenenepanco, La Espinera y Tepeteloncocone) que captan las aguas de fusión del glaciar y que a partir de su confluencia reciben el nombre de Huiloac. Desde su punto más elevado en el inicio de Tenenepanco (4.960 m) hasta la población de Santiago de Xalitizintla (2.560 m), Huiloac recorre unos 18 km, primero de S a N y, a partir de los 3.500 m aproximadamente, de W a E (Figura 5.11).

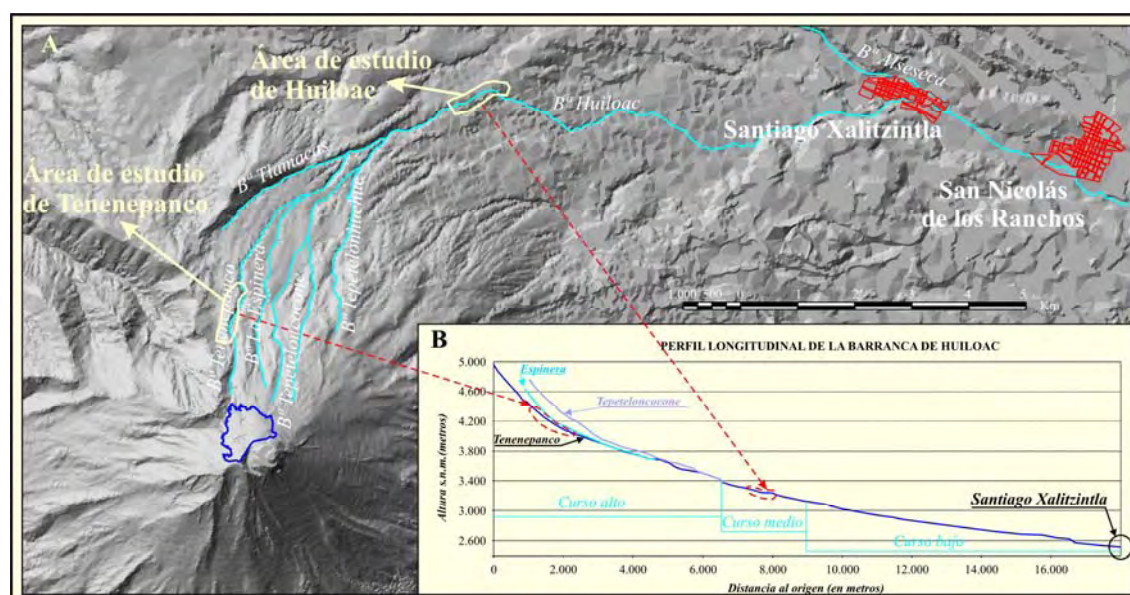


Figura 5.11. A. Localización del canal Tenenepanco-Huiloac sobre el MDE generado a partir del mapa topográfico 1:50.000 (INEGI, 1978). B. Perfil longitudinal de la barranca de Huiloac y de las tres barrancas (Tenenepanco, Espinera y Tepeteloncocone) que constituyen su cabecera, según datos del mapa topográfico 1:50.000 (INEGI, 1978). Sobre el perfil se señalan las divisiones de curso alto, medio y bajo (según Capra *et al.*, 2004) y los dos tramos donde se realizan los estudios de detalle en esta investigación.

Capra *et al.* (2004) dividen el eje Tenenepanco-Huiloac en tres tramos determinados por cambios de pendiente:

- El **curso alto** se localiza entre los 4.960 m y los 3.400 m y tiene una pendiente general superior a 11°. La barranca de Tenenepanco nace unos metros por debajo del frente del glaciar, al pie de un frente de lavas, y discurre hasta los 4.150 m entre morrenas laterales (Figura 5.12). Su fondo está tapizado por bloques de más de 20 cm de eje mayor (Muñoz, 2007) (Figura 5.13). En esta primera parte del curso alto la anchura media del canal es de 100 m y su profundidad de 30 m. Sobre los materiales más resistentes, la barranca se encaja formando estrechos pasos, mientras que en los materiales sueltos presenta la anchura mayor (Figura 5.14).

Una vez que abandona el área de morrenas el curso divaga y fluye menos encajado entre los paquetes de materiales piroclásticos, fluvio-glaciares y laháricos, hasta los 3.600 m (Figura 5.15). Aquí las paredes tienen alturas entre 10 y 20 m.

A los 3.600 m de altura la barranca cambia su morfología tras un salto vertical de 30 m y el canal presenta una anchura de 10-15 m y su profundidad oscila entre 4 y 7 m.

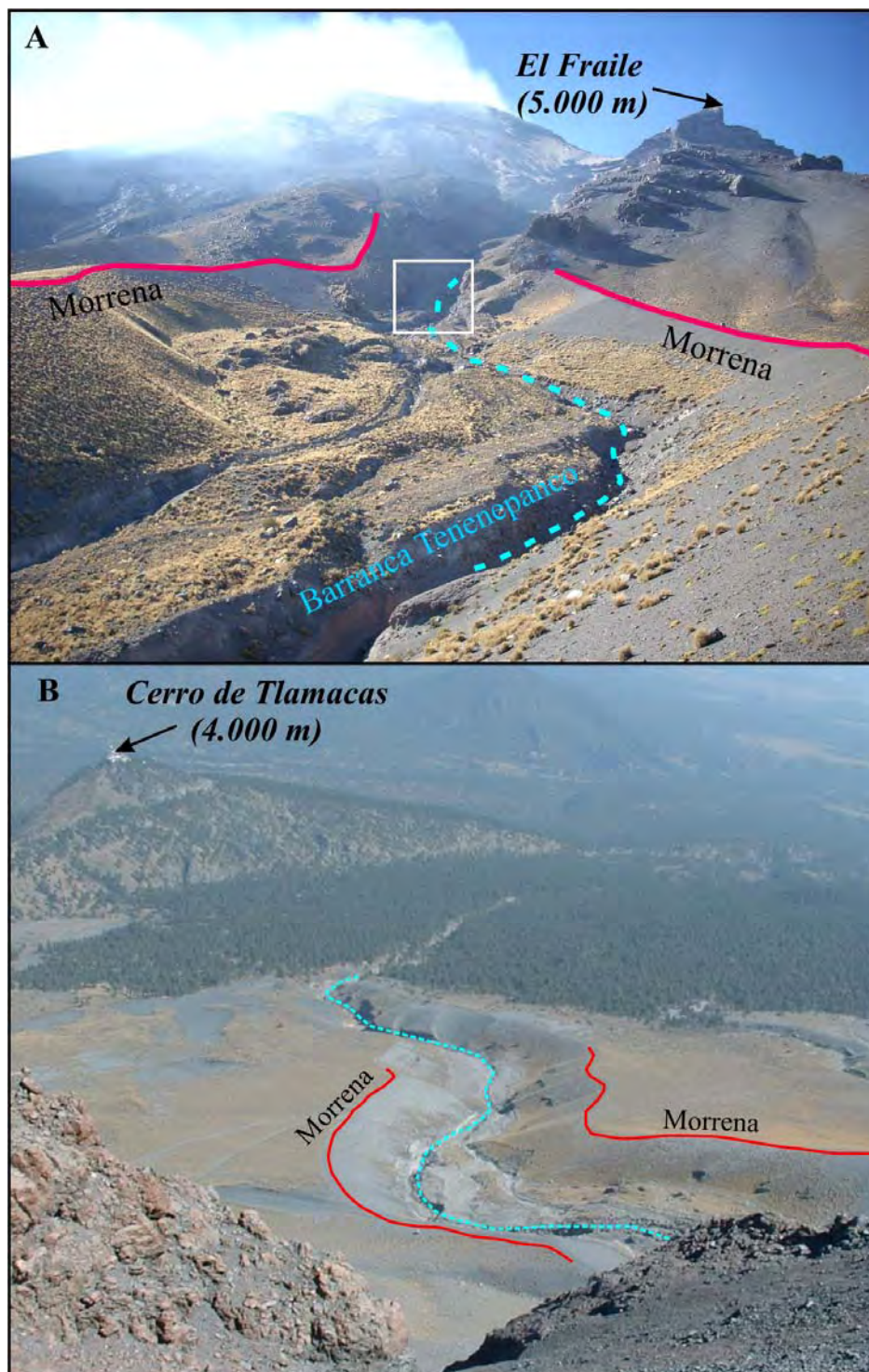


Figura 5.12. El curso alto del eje Tenenepanco-Huiloac queda enmarcado por morrenas laterales desde su inicio hasta una altitud de 4.150 m. Además hasta los 4.300 m, su margen izquierda discurre al pie de las lavas del Pico de El Fraile. El área recuadrada se amplía en la figura 5.11. **A:** Fotografía tomada desde 4.200 m de altura hacia la cima del Popocatepetl (febrero de 2008). **B:** Fotografía realizada desde el Pico de El Fraile hacia el norte (D. Palacios, febrero-2005).



Figura 5.13. El lecho del curso alto está tapizado por bloques con un eje mayor superior a los 20 cm y que puede alcanzar los 7 m.

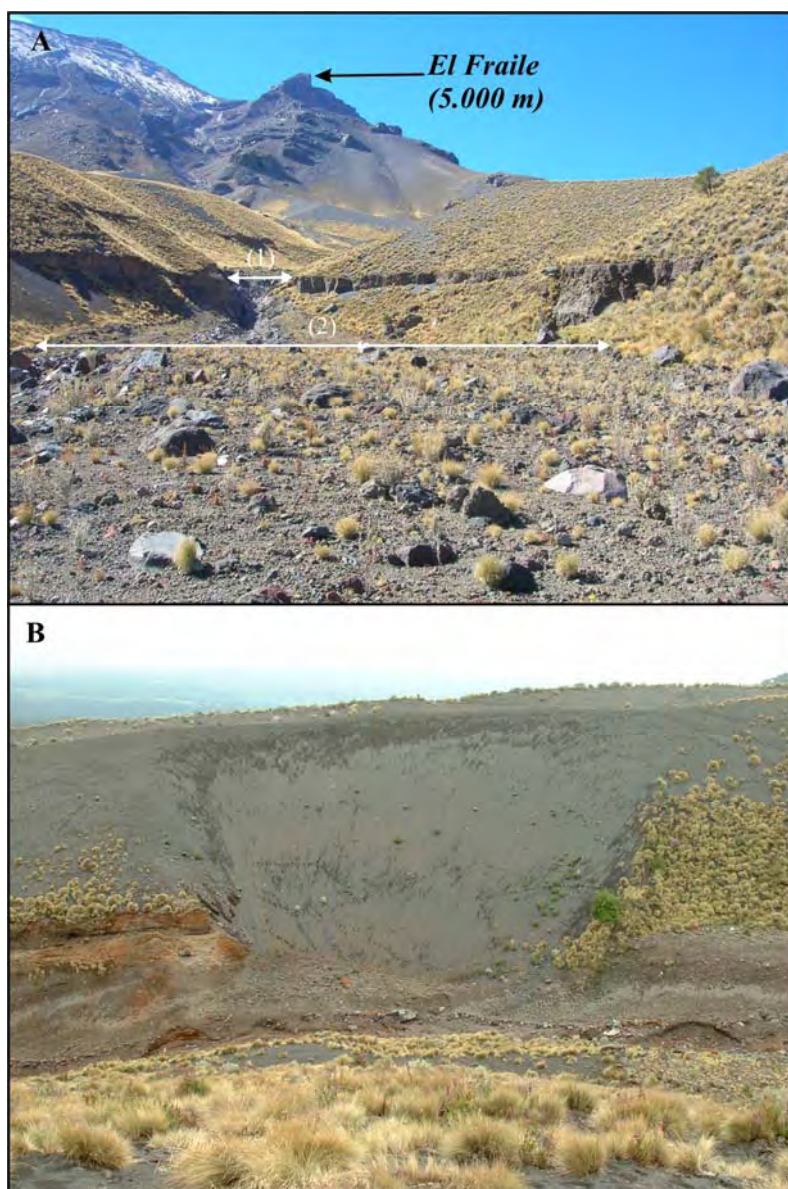


Figura 5.14. A: La barranca de Tenenepanco se estrecha al encajarse en un material más resistente (1) y se ensancha al encontrar materiales menos competentes (J. Úbeda, febrero, 2006). **B:** Las morrenas que flanquean la barranca se ven afectadas por la acción erosiva de las aguas corrientes (D. Palacios, julio-2002).

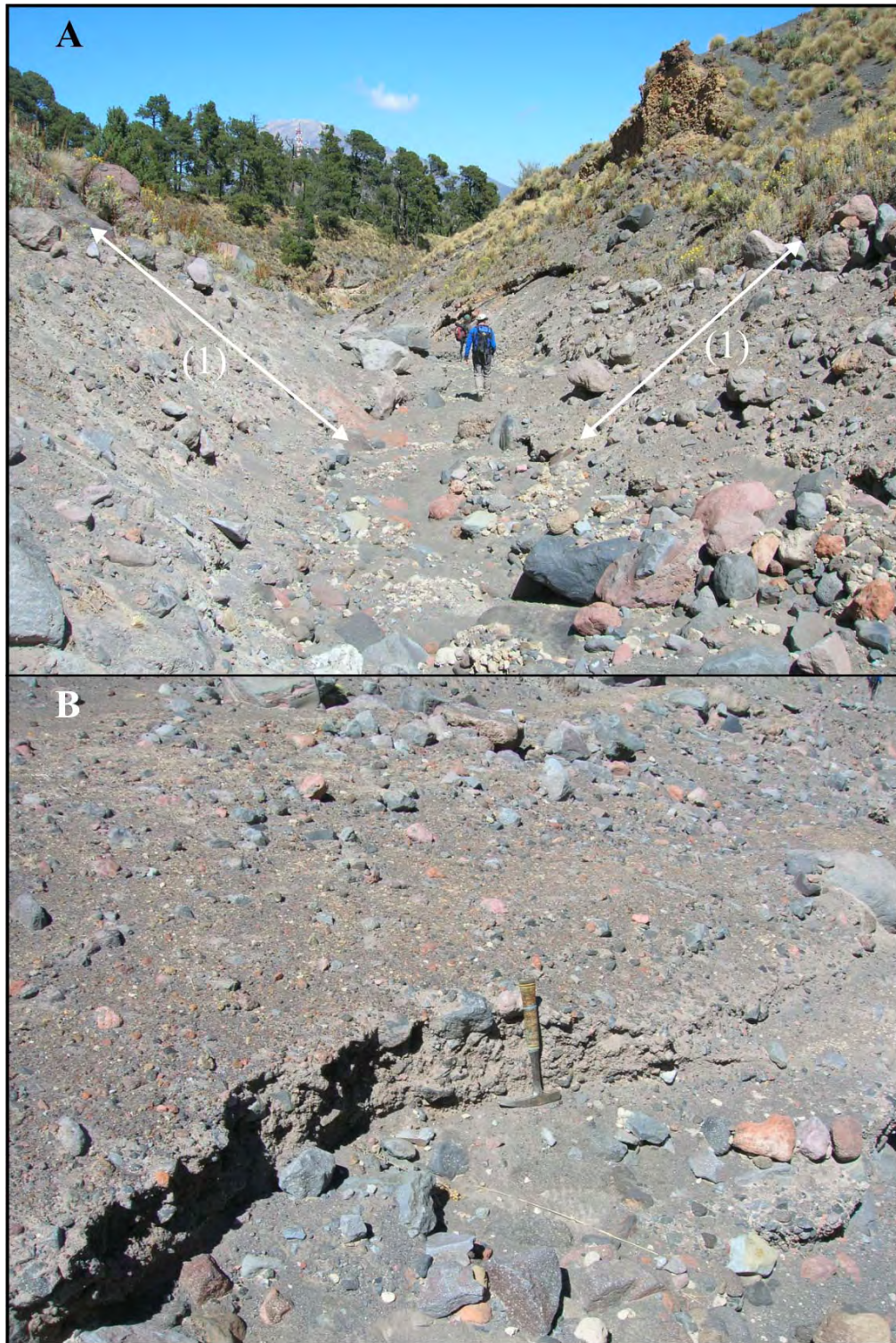


Figura 5.15. A: Al abandonar el área de morrenas, la barranca divaga y profundiza menos. A 3.700 m se pueden observar los depósitos abandonados por el lahar de 1997 (1) que de forma discontinua (**B**) quedan recubiertos por una capa de depósitos del lahar de 2001.

- Tras la confluencia con las barrancas de La Espinera y de Tepeteloncocone, a 3.400 m comienza el *curso medio*, caracterizado por una pendiente que oscila entre 11° y 6° (Capra *et al.*, 2004). Este tramo discurre encajado en antiguos depósitos piroclásticos, fluvio-glaciares y laháricos (Muñoz, 2007), que

conforman sus paredes de 40 m de altura, hasta los 3.150 m de altitud. En este tramo la anchura media de la barranca es de 20 m (Figura 5.16).



Figura 5.16. En el curso medio la barranca presenta anchuras variables, con una media de 20 m. La verticalidad de las paredes y la falta de cohesión del material favorecen los procesos de erosión y de incorporación de troncos al cauce (D. Palacios, febrero-2004).



- A 3.150 m de altura, la barranca se interna en la rampa acumulativa volcanoclástica que constituye el piedemonte del volcán (Muñoz, 2007) y presenta pendientes por debajo de los 6°. En este *curso bajo* el canal tiene una anchura media de 10 m y su profundidad varía entre 3 y 1,5 m (Figuras 5.17 y 5.18). A una altitud de 2.560 m, tras pasar el poblado de Santiago de Xalitlintla la barranca de Huiloac desemboca en la Barranca de Alseseca.



Figura 5.17. En el curso bajo la profundidad de la barranca varía entre 3 y 1,5 m. La fotografía está tomada a 2 km antes de llegar a Santiago de Xalitlintla, donde se localizan los últimos depósitos del lahar de 2001 (D. Palacios, febrero-2004).



Figura 5.18. Aspecto de la barranca de Huiloac antes de entrar a la población de Santiago de Xalitlintla (L. Capra, febrero-2002).

Otro aspecto considerado desde el punto de vista de la generación de lahares secundarios es la cantidad de precipitación que reciben las cabeceras de las barrancas, y el propio curso, y la forma en que se producen dichas precipitaciones. El volcán Popocatepetl (19° 03'N; 98° 35'O; 5.424 m s.n.m.) se encuentra dentro de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCI) caracterizada por la existencia de veranos lluviosos, en los que se imponen los vientos del E, e inviernos secos, con el predominio de los vientos del W (García, 1998). Junto con los volcanes Iztaccíhuatl, Tlaloc y Telapón,

constituye una barrera montañosa (Sierra Nevada) capaz de interceptar el avance de las masas de aire húmedas, obligarlas a ascender y a precipitar en sus laderas.

Los datos de precipitaciones más cercanos al volcán que se poseen son los de las estaciones meteorológicas de la red nacional de Huejotzingo, San Andrés, Amecameca y Atlautla. De ellos, sólo la primera tiene una serie superior a los 30 años de registros continuados y resulta la única válida para realizar un estudio analítico de las precipitaciones del área. Por otra parte, esta estación se localiza a una altitud de 2.291 m, por lo que sus datos no se pueden aplicar directamente a todo el volcán. Hay que indicar también, que el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) instaló una red de pluviómetros en el volcán, pero ninguno ha aportado datos válidos, ya que las cenizas interfieren en los registros.

Además de los datos proporcionados por las estaciones cercanas se dispone de información de áreas próximas con características similares al Popocatepetl, aportada por otros estudios. Así, por ejemplo, García (1998) indica que en la Sierra de las Cruces la precipitación es de 800 mm anuales por debajo de los 2.400 m de altitud; a los 2.700 m asciende a 1.000 mm; a los 3.000 m alcanza los 1.200 mm; y a los 3.200 m se registran 1.300 mm al año. Este último dato está en consonancia con los 1.368 mm anuales observados por Beaman (1962) en el Iztaccíhuatl, a 3.551 m de altitud. Con esto, se puede deducir que la precipitación aumenta con la altitud, pero este incremento no es ilimitado, sino que, como indican Lauer y Stihl (1973), a un cierto nivel altitudinal el volumen anual de precipitaciones deja de incrementarse, para estabilizarse e incluso reducirse ligeramente. Lauer (1978) indica que en el Pico de Orizaba existen dos altitudes que registran los máximos de precipitación, a 1.000 m (3.000 mm anuales) y entre 2.700 y 3.200 m (1.300 mm), marcadas por la presencia de coníferas exigentes en humedad (*Abies religiosa* y *Pinus patula*), mientras que el nivel del *Pinus hartwegii*, queda caracterizado por un descenso en las precipitaciones. De la misma manera, Almeida-Leñero, *et al.* (2004) encuentran que la precipitación en el Nevado de Toluca a los 4.000 m se ve reducida a 1.240 mm anuales.

Para localizar el umbral en el que la precipitación deja de aumentar con la altura en la Sierra de las Cruces, García (1998) utiliza como indicador el inicio del piso forestal del *Pinus hartwegii*, especie menos exigente en humedad que el oyamel (*Abies religiosa*), que ocupa áreas con más precipitación. En el Popocatepetl, Beaman (1962) fija el inicio de los bosques monoespecíficos de *Pinus hartwegii*, en la cota de 3.400 m. De esta manera, tenemos que las precipitaciones en el Popocatepetl se incrementan con la altura hasta los 3.400 m, donde alcanzan su máximo, y a partir de aquí se estabilizarían o incluso se reducirían.

Por otra parte, las temperaturas condicionan el estado de la precipitación, de manera que a una cierta altura las precipitaciones se produce en forma sólida. Según los estudios de White (1951) y Almeida-Leñero *et al.* (2004), en el Popocatepetl las precipitaciones son en forma de nieve o granizo a partir de los 4.300 m, donde la temperatura mensual alcanza ya los 0°C.

De esta manera se puede establecer el área de inicio de lahares secundarios por debajo de los 4.300 m, umbral de las precipitaciones sólidas. Dentro de esta, el área más propensa sería la que recibe el mayor volumen de precipitaciones, es decir, la que se localiza alrededor de los 3.400 m de altitud.

Ante la imposibilidad de recoger los datos necesarios a lo largo de toda la barranca, debido al prolongado tiempo de exposición a los peligros volcánicos y de caída de material, se proponen dos tramos para realizar análisis de detalle. En primer lugar se ha seleccionado un tramo de la garganta proglaciar de Tenenepanco (curso

superior), entre los 4.373 m y los 4.025 m, que se encuentra en el límite superior de las precipitaciones pluviales. En segundo lugar, se trabajó en un tramo del curso medio de la barranca de Huiloac, entre los 3.200 y 3.240 m, dentro del área considerada como receptora de los máximos volúmenes de precipitaciones. Se puede entender que en estos sectores existe una alta probabilidad de que se puedan generar lahares secundarios. Además ambas áreas presentan una buena accesibilidad, la primera desde el observatorio de Tlamacas y la segunda desde la carretera que une el Paso de Cortés con Santiago de Xalitlintla (Figura 5.19).

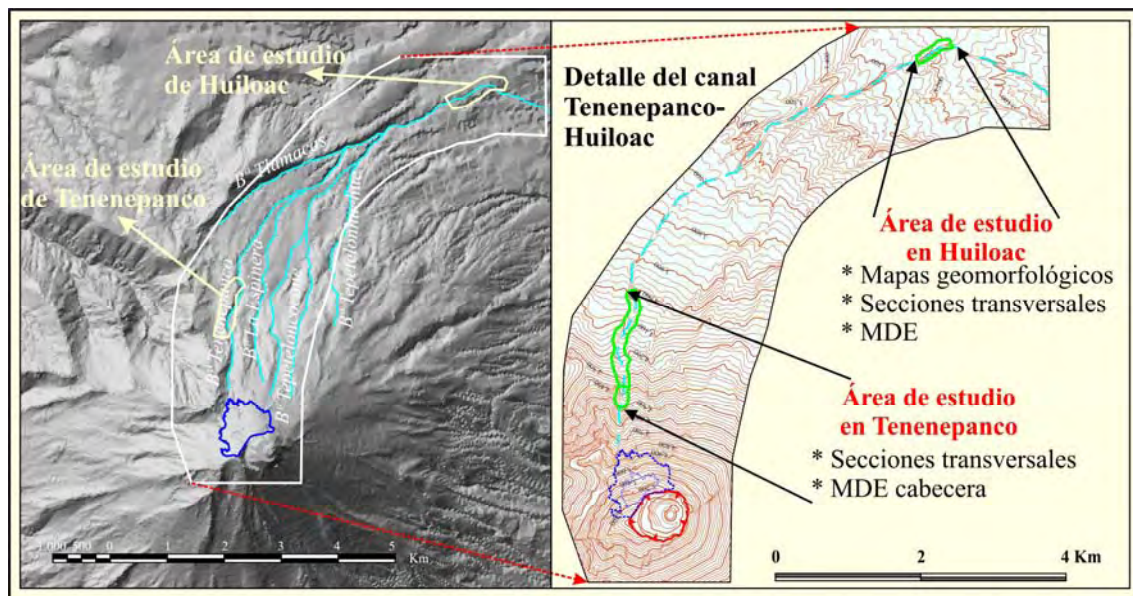


Figura 5.19. Localización del canal Tenenepanco-Huiloac sobre el modelo del terreno generado a partir del mapa topográfico 1:50.000 (INEGI, 1978). Sobre este mapa topográfico se señalan las áreas de estudio detallado y la información recogida en cada caso.

2.- METODOLOGÍA Y APLICACIÓN

El diseño y aplicación de la metodología para el seguimiento de los cambios morfológicos en los dos tramos de la barranca elegidos han estado condicionados por las características que presentan las áreas de experimentación. Así, por ejemplo no se pudieron hacer levantamientos del canal en el área de estudio de Tenenepanco, ya que la permanencia prolongada en las proximidades del cráter resulta muy arriesgada. De igual manera, la propia elección de los lugares para realizar los transectos estuvo condicionada por la seguridad de los miembros del equipo, ya que en Tenenepanco son frecuentes los desprendimientos de las paredes inestables del cauce.

La metodología se ha dividido en la aplicación de dos conjuntos de técnicas: la obtención y tratamiento de la información topográfica, común a las dos áreas de experimentación, y el análisis de las variaciones morfológicas, desarrollado en el tramo del curso medio de Tenenepanco-Huiloac.

2.1.- Obtención y tratamiento de la información topográfica

A- Obtención de los datos topográficos:

Los datos topográficos se obtuvieron en seis campañas de trabajo de campo que se realizaron en febrero y octubre de 2002; septiembre de 2003; febrero de 2004; marzo

de 2006 y febrero de 2008. En las campañas de febrero y octubre de 2002 se realizaron 29 perfiles topográficos transversales en un tramo del curso medio de la barranca de Huiloac (Figura 5.20). Los perfiles fueron numerados inicialmente del 1 al 29 desde el punto más bajo de estudio hasta el más alto. Posteriormente los perfiles muestreados se renombraron desde P1 a P29 aguas abajo, para facilitar las representaciones y la interpretación. Los subtramos delimitados por dos perfiles se marcaron del S1 al S28, de forma que el número que denomina el subtramo es también el número del perfil que lo delimita aguas arriba (Figura 5.20).

El primer paso consistió en el trazado de una nivelación siguiendo el recorrido del *talweg*, donde se marcaron los puntos en los que se localizarían posteriormente los perfiles transversales. La nivelación se realizó con la ayuda de una brújula, mira, cinta métrica y GPS para obtener las coordenadas de los puntos de intersección de la nivelación (perfil longitudinal) con los perfiles transversales. La longitud en medida horizontal del perfil longitudinal fue de 511,2 m.

Para el trazado de cada perfil se eligió un punto en el *talweg*, del que se obtuvieron las coordenadas x, y, z con un GPS. A partir de aquí se fijaron los extremos del perfil en los *levées* del canal y se marcaron con varillas de hierro. Una vez determinados estos tres puntos se midieron distancias a distintos puntos del perfil. La longitud de los perfiles varía entre los 8,6 m del perfil 1 y los 16,7 m del perfil 8. Por otra parte, los perfiles de las secciones se dibujaron en alzados sobre un eje de coordenadas x, y (Figura 5.20).

Con los datos de campo se elaboró un mapa a escala 1:200 del tramo de la barranca de Huiloac comprendido entre los perfiles 1 y 29, referenciado con la nivelación trazada por el *talweg* y los puntos localizados en los *levées*.

El error de las mediciones no se puede precisar, ya que al error objetivo del GPS (± 3 m) hay que añadir los subjetivos cometidos por las personas que realizan la medición de ángulos (con brújula) y distancias (cinta métrica).

A partir de la campaña de septiembre de 2003 el equipo topógrafos dirigido por el Dr. José Juan de Sanjosé, perteneciente al departamento de Expresión Gráfica de la Universidad de Extremadura, se encargó de la toma de datos topográficos en el campo. Siguieron trabajando en el tramo seleccionado en Huiloac en 2002, tanto en el levantamiento de perfiles, como en la creación de una base topográfica. Además, a partir de esta fecha se inició la toma de datos topográficos en la barranca de Tenenepanco, donde se eligieron 6 perfiles

Las medidas se realizaron con una estación total de la marca Leica y modelo TCRM 1102 PLUS. Este instrumento comete un error en las medidas de distancia de 3 mm \pm 2 ppm. Para el levantamiento topográfico del sector de Huiloac se conocía el Geoide y como las distancias que se midieron entre puntos nunca han superado los 100 m, se considera que el error máximo cometido en la medida de distancia es de aproximadamente 4 mm. En total el error al cierre de la poligonal registrado por el instrumento fue de 7 cm. La cartografía final a 1:500 tendría entonces un margen aceptable de error, inferior a 10 cm (0.2mm x 500) (Sanjosé *et al.*, 2004).

Los puntos de los perfiles en Huiloac se tomaron sin prisma, por lo que el error para los perfiles varía entre 1 y 2 cm y el error máximo es de ± 2 cm. Como los perfiles se comparan entre sí y siempre mantienen el mismo error, se puede decir que el error en el resultado final es despreciable (Sanjosé *et al.*, 2004).

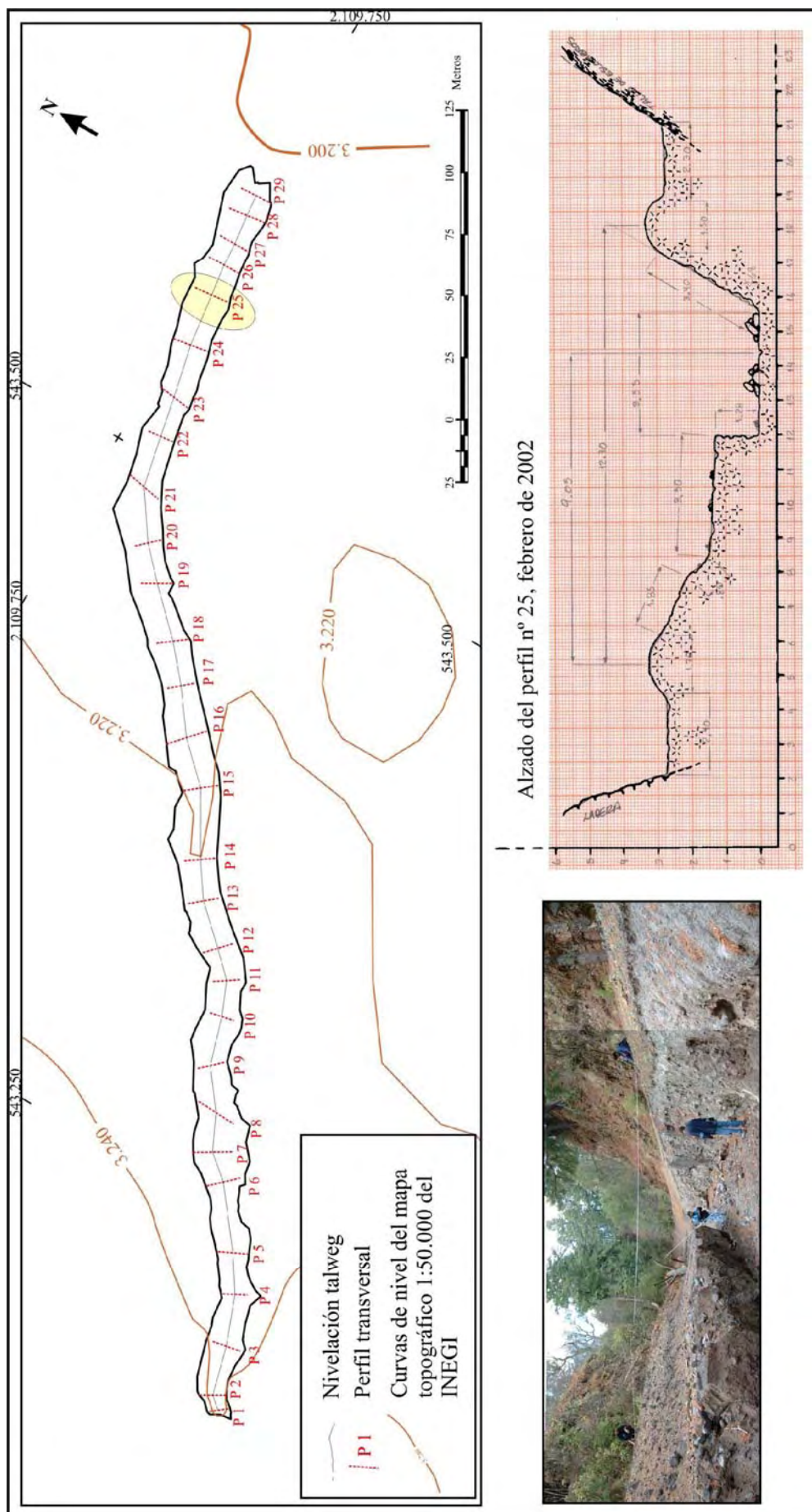


Figura 5.20. Tramo de estudio de la barranca Huiloac con los perfiles transversales tomados en las campañas de febrero y octubre de 2002. Ejemplo del alzado de un perfil (n° 25), donde se señalan algunas medidas relevantes. La fotografía está tomada aguas arriba.

Los perfiles de Tenenepanco están georreferenciados con GPS únicamente, ya que no se ha conseguido conocer el Geoide. El error máximo del GPS en la medida de las coordenadas de referencia para los perfiles fue de ± 3 cm. Debido a la dificultad del terreno y a elevada pendiente los errores en la toma de puntos de los perfiles pueden alcanzar los ± 4 cm.

En la campaña de septiembre de 2003 realizaron un levantamiento topográfico del tramo de estudio de la barranca Huiloac a partir de la toma de 1569 puntos (Figura 5.21). Además hicieron los 29 perfiles transversales al cauce, aunque se tuvieron que variar las localizaciones de los perfiles 6, 11, 21, 23 y 24.

En la campaña de 2003, se obtiene un permiso especial para acceder a la barranca de Tenenepanco, donde se realizan 6 perfiles transversales, uno longitudinal, siguiendo el talweg de la barranca, y un levantamiento en la cabecera de dicha barranca (Figura 5.22). Los perfiles se numeran inicialmente aguas arriba y después de renombran aguas abajo con las claves TP1-TP6. Los subtramos se denominan de la misma forma que se hizo en la barranca de Huiloac, añadiendo una T, para diferenciarlos (TS1-TS6).

Los 6 perfiles se trazan en una distancia planimétrica en línea recta de 958 m, espaciados de forma irregular. Tanto la localización como el espaciado de los perfiles están condicionados por las dificultades del terreno para estacionar el aparato, la existencia de visibilidad y la necesidad de un reducido tiempo de exposición de las personas y material a los peligros inherentes a proximidad al cráter.

En la campaña de marzo de 2006, el equipo topógrafos repite la toma de datos en los perfiles de Huiloac y Tenenepanco. En febrero de 2008 se vuelven a muestrear los perfiles y se realiza un levantamiento completo del tramo de estudio de Huiloac (Figura 5.23) con 2256 puntos. También se puede acceder a la cabecera y se toman puntos en los 6 perfiles de Tenenepanco.

Todos los datos medidos por los topógrafos se vuelcan de la estación al programa de diseño gráfico AutoCad, donde genera ficheros en formato .dwg, compatibles con ArcGis.

B- Tratamiento SIG de los datos topográficos:

B.1- Perfiles:

Los datos topográficos de los perfiles obtenidos en los trabajos de campo de febrero y octubre de 2002 se trabajaron inicialmente con el programa de diseño gráfico MicroStation. Para cada sección transversal se utilizaron dos ejes de coordenadas (x, y) sobre las que se trasladaron los puntos medidos en el campo. Sobre el eje de abscisas se indicaron las distancias horizontales y sobre el de ordenadas las alturas. Los puntos se unieron con una línea. Los ficheros de MicroStation (.dwg) se pueden abrir directamente con ArcGis y de esta manera se crearon ficheros .shp con la línea que representa el nivel del terreno en cada perfil y en cada fecha.

Los datos topográficos tomados en las campañas de septiembre de 2003, marzo de 2006 y febrero de 2008 fueron volcados desde la estación total al programa de diseño gráfico Autocad. Por medio de dicho software también se dibujaron los perfiles en un eje de coordenadas x, y, de forma que fueran comparables las tres fechas de estudio. Los ficheros de AutoCad se importaron en ArcGis y se crearon los respectivos ficheros .shp para cada una de las secciones transversales y fechas de estudio

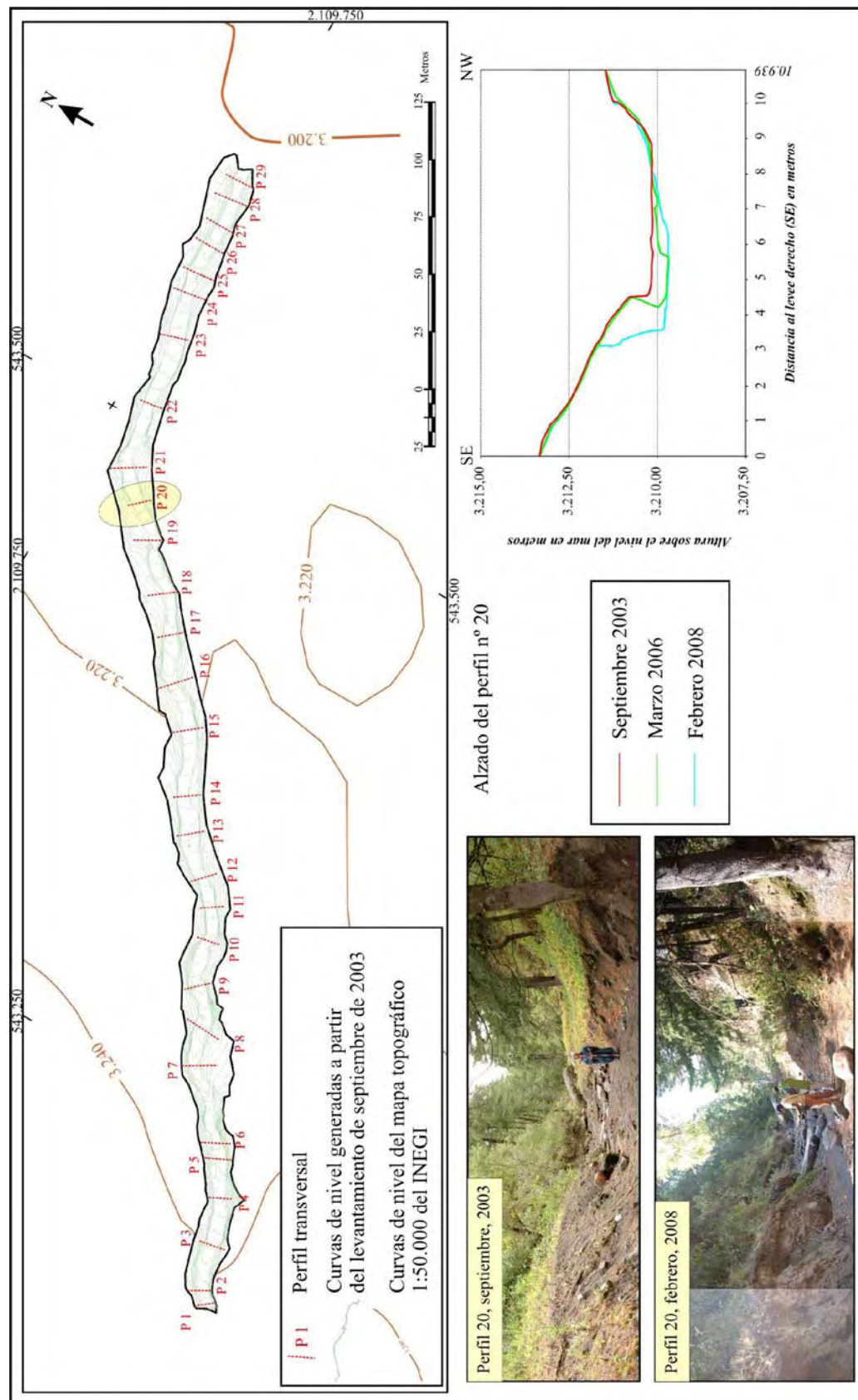


Figura 5.21. Tramo de estudio de la barranca Huiloac con los perfiles transversales tomados en las campañas de 2003, 2006 y 2008; y las curvas de nivel generadas con los datos del levantamiento de 2003. Ejemplo del alzado de un perfil (n° 20), en las tres fechas de estudio. Los perfiles y las fotografías se realizan en sentido contrario al flujo del canal.

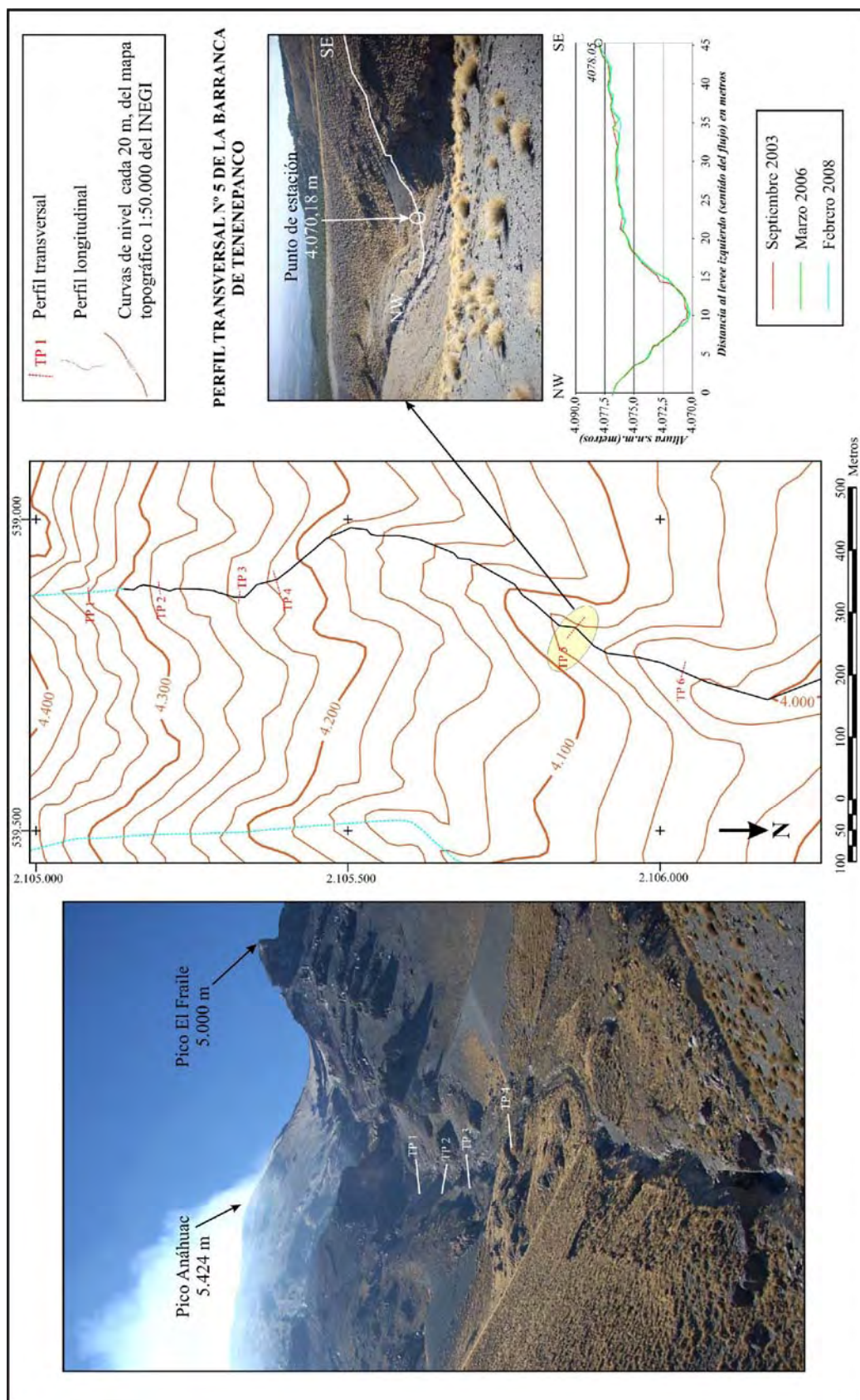


Figura 5.22. A: Localización de los perfiles muestreados en las campañas de 2003, 2006 y 2008 en la barranca de Tenenepanco sobre el mapa topográfico 1:50.000 (INEGI, 1978). B: Sobre la fotografía tomada desde la altura del perfil n° 5, se señalan aproximadamente los perfiles 1, 2, 3 y 4. C: Alzado del perfil n° 5 en las tres fechas de estudio. Fotografías tomadas en febrero de 2008.

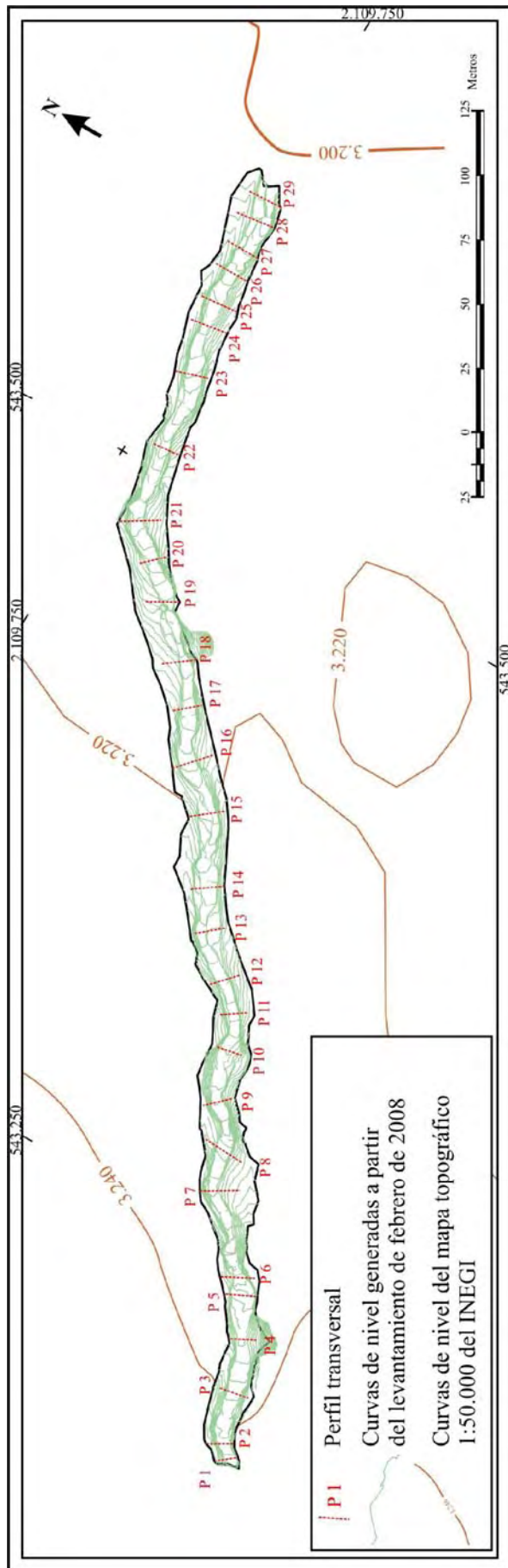


Figura 5.23. Tramo de estudio de la barranca Huiloac con los perfiles transversales tomados en las campañas de 2003, 2006 y 2008, y las curvas de nivel generadas con los datos del levantamiento de febrero de 2008.

La comparación entre perfiles se llevó a cabo en ArcGis a partir de los ficheros que contienen el perfil topográfico del transepto. Por un lado, se compararon únicamente los perfiles de las campañas de febrero y octubre de 2002, ya que los datos se obtuvieron con técnicas diferentes al resto de las fechas. Por otra parte, se superpusieron los perfiles del resto de las campañas y se contrastaron dos a dos: entre septiembre de 2003 y marzo de 2006; entre marzo de 2006 y febrero de 2008; entre septiembre de 2003 y febrero de 2008.

La comparación entre perfiles se hizo calculando las áreas comprendidas entre los perfiles de dos fechas. Se consideró que un área se correspondía con un valor de erosión cuando la altura del perfil en el momento t era superior a la que presentaba en el momento $t+1$. La sedimentación en un perfil transversal se definió como el cambio positivo en la altura entre el momento t y el $t+1$.

Para crear la capa de polígonos con los resultados de la comparación de un perfil en dos fechas se utilizó la herramienta de *ArcToolbox*, *Data Management Tools-Features-Features to Polygon*. En el cuadro de diálogo se indica qué capas contienen los límites de los polígonos que se quieren construir y el programa devuelve una capa con los polígonos resultado de la intersección de los perfiles (Figura 5.24). En la tabla de atributos de la capa de polígonos se crearon dos campos nuevos; uno con el tipo de variación sufrida entre las dos fechas de análisis (erosión o sedimentación) y otro con el valor del área.

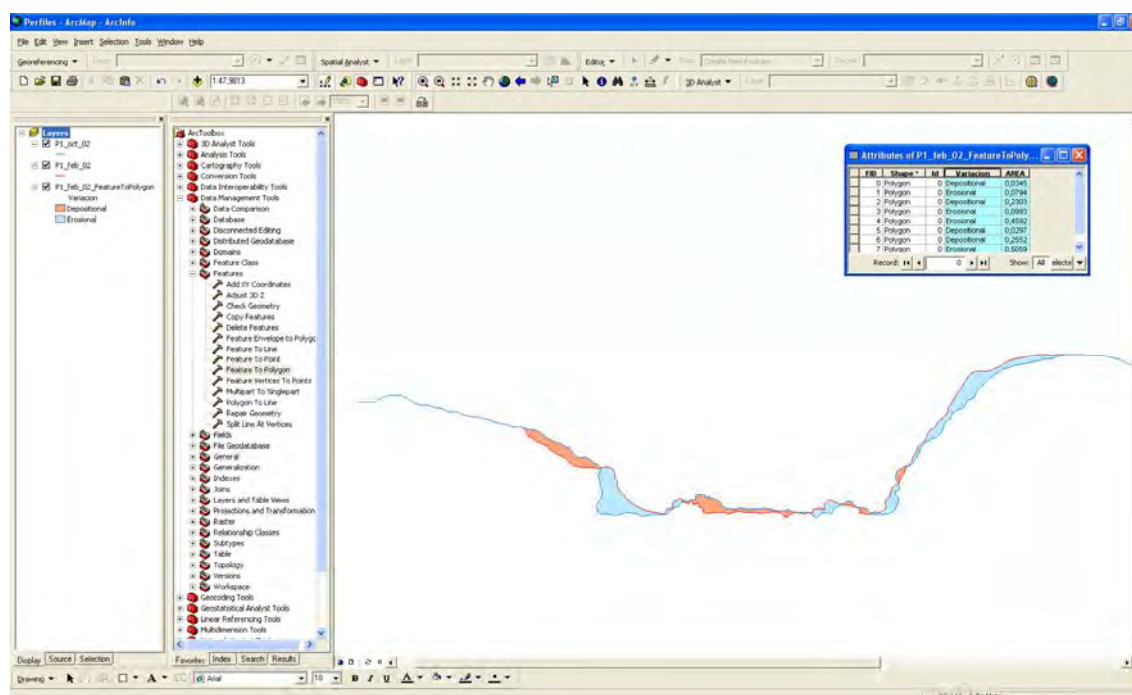


Figura 5.24. Cálculo de las áreas comprendidas entre los perfiles topográficos correspondientes a dos fechas y su clasificación como “erosión” o “deposición”. En el ejemplo se presenta la variación del perfil 29 de Huiloac entre febrero (perfil en rojo) y octubre (perfil en azul) de 2002.

Una vez que se han generado todas las capas de polígonos con la variación sufrida por los perfiles entre dos fechas (29 perfiles para Huiloac y 6 perfiles para Tenenepanco), se vuelcan todas las bases de datos en una hoja de Excel. Para cada perfil, se suman todas las áreas consideradas como “erosión” y todas las consideradas como “sedimentación”.

Para calcular el volumen erosionado o sedimentado entre dos perfiles se emplea la fórmula:

$$V = \frac{D_i(S_i + S_{i+1} + \sqrt{S_i \times S_{i+1}})}{3}$$

donde:

V : volumen de material erosionado o sedimentado

D_i : distancia entre perfiles

S_i : Superficie de la variación negativa o positiva entre dos fechas en el perfil i

S_{i+1} : Superficie de la variación negativa o positiva entre dos fechas en el perfil $i+1$

Existen muchas posibilidades para realizar la medida de la distancia entre perfiles. En los estudios que utilizan este método para calcular las variaciones en el lecho fluvial no se especifica que tipo de distancia se emplea, pero existen grandes variaciones en los resultados dependiendo de la distancia elegida. Entre dos puntos A y B situados sobre el terreno existen tres tipos de distancia medidos en línea recta (Figura 5.25):

- **Distancia real:** distancia en línea recta entre A y B que tiene en cuenta cualquier tipo de irregularidad del terreno.
- **Distancia reducida:** distancia en línea recta entre A y B, que únicamente tiene en cuenta el desnivel entre ambos.
- **Distancia reducida a la horizontal:** distancia en línea recta entre A y B proyectada sobre un eje horizontal. Es la distancia que se mide en un mapa: $\overline{A'B}$.

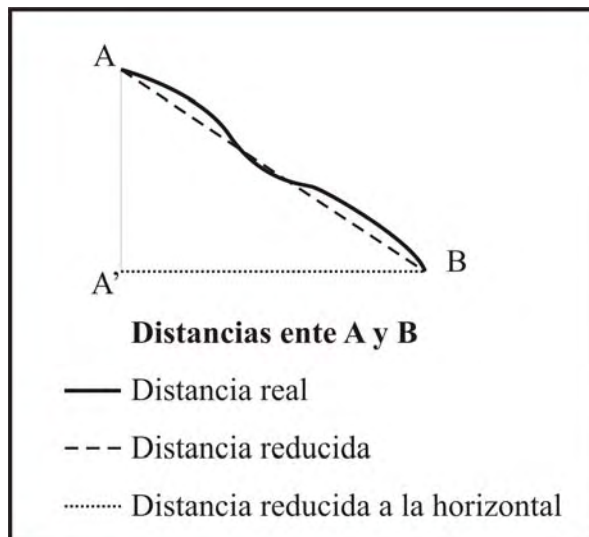


Figura 5.25. Representación de los tipos de distancia posibles en línea recta entre dos puntos A y B.

Además, la distancia entre dos puntos también se puede medir siguiendo una línea no recta. En el caso que nos ocupa, tener en cuenta la sinuosidad del canal o no puede ofrecer resultados muy distintos. En el caso del estudio del tramo de la barranca de Huiloac, los resultados no ofrecieron grandes variaciones, ya que los perfiles se hicieron muy juntos, con la finalidad de que fueran representativos de un área. Pero en el caso del la barranca de Tenenepanco, los perfiles están más distanciados. Las

mayores variaciones se observan entre los perfiles 4 y 5, entre los que hay una distancia reducida a la horizontal en línea recta de 496,45 m, una distancia reducida en línea recta de 517,48 m y una distancia reducida siguiendo el trazado del talweg de 585,87 m (Figura 5.26).

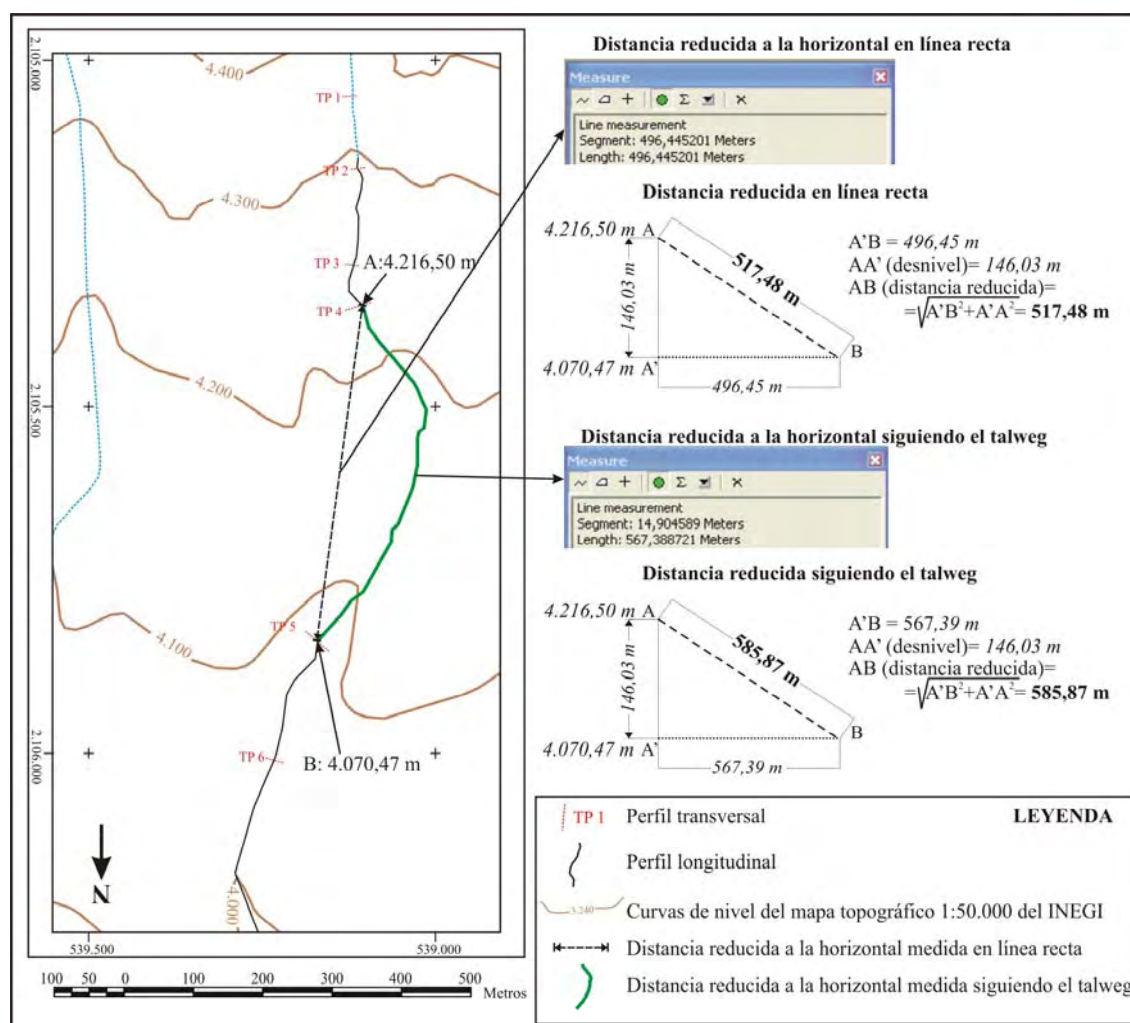


Figura 5.26. Distintos tipos de medida de la distancia entre los perfiles 4 y 5 de la barranca de Tenenepanco.

De esta manera, aunque la diferencia entre los distintos tipos de medida resulte mínima para el estudio de Huiloac, es significativa para el caso de Tenenepanco, con una mayor distancia entre perfiles y mayor pendiente. Por ello se ha optado por utilizar como distancia entre perfiles la medida siguiendo el trazado del canal (es decir, teniendo en cuenta su sinuosidad) y teniendo en cuenta la pendiente.

Por otra parte hay que tener en cuenta que no se está midiendo únicamente la distancia entre dos puntos, sino entre las dos líneas que determinan el trazado de un perfil topográfico. Estas líneas no tienen la misma longitud ni son paralelas, por lo que su separación no se puede considerar únicamente la distancia medida entre sus puntos medios. La distancia entre dos rectas de estas características se puede considerar la media de las distancias entre sus extremos respectivos. Los extremos de los perfiles se localizan por lo general en la parte alta de los *levées* o en alguna parte elevada de las laderas (cuando los *levées* han sido erosionados) y se consideran como los puntos más estables (aquí se fijan los puntos de estación del aparato y se marcan con varillas). Por estas razones, aquí se ha considerado como distancia entre perfiles la media de las

medidas entre los extremos de dos perfiles consecutivos, teniendo en cuenta que: la línea de medición no es recta, sino que sigue los puntos más elevados que unen dos extremos; la pendiente entre los dos puntos, por lo que se trata de una distancia reducida.

Todo el procedimiento se resume en el siguiente diagrama de flujos:

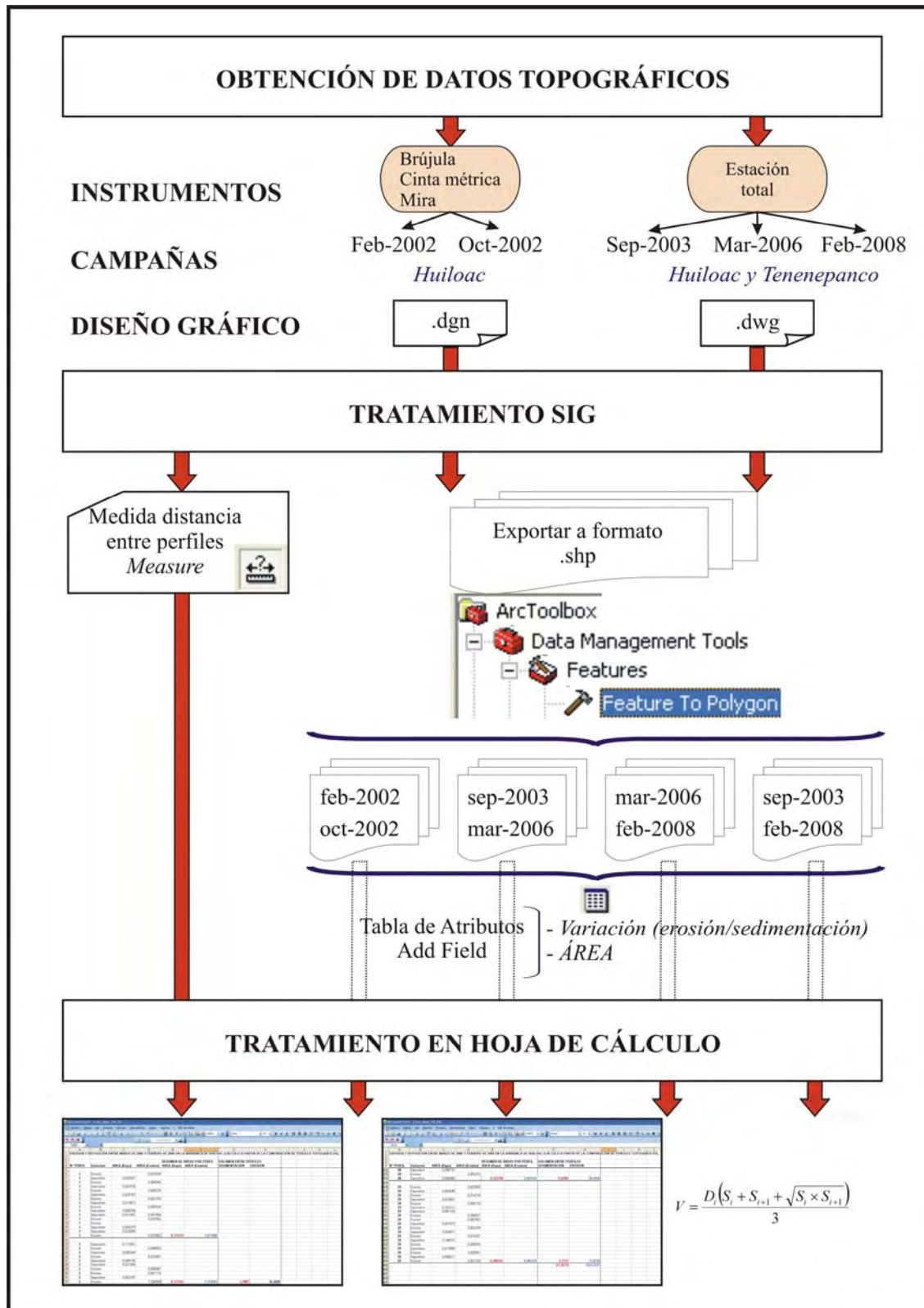


Figura 5.27. Diagrama de flujo explicativo de la metodología llevada a cabo en el tratamiento de la información de los perfiles topográficos en las barrancas de Huiloac y Tenenepanco.

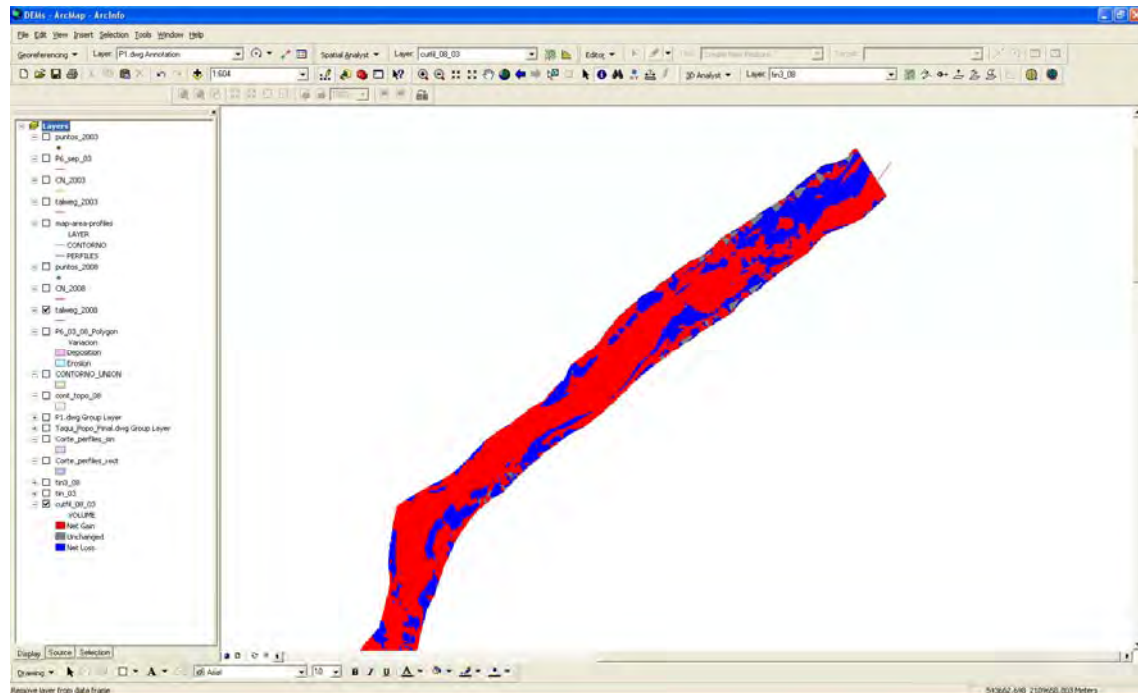


Figura 5.29. Variación de alturas entre los MDE generados para los datos tomados en septiembre de 2003 y febrero de 2008. En color azul se señalan las áreas con disminución de altura (*Net Loss*, erosión); en rojo, las áreas que han experimentado aumento de altura (*Net Gain*, sedimentación); y en gris, las áreas que no han sufrido modificaciones (*Unchanged*). Ejemplo tomado entre los perfiles 19 y 29.

VALUE	COUNT	VOLUMEN	AREA	NEGATIVO	POSITIVO
0929	10	-0.00013201250	0.4000000000		0.006132013
0930	1	-0.00069336930	0.0400000000		0.000693369
0931	6	-0.00430644063	0.2400000000		0.004306441
0932	4	-0.00292969760	0.1600000000	-0.002929698	0.002929698
0933	2	-0.00030069530	0.0800000000		0.000300695
0934	1	-0.0004802913	0.0400000000		0.000480291
0935	21	-0.00044012180	0.0400000000	-0.000440122	0.000440122
0936	1	-0.00000000000	0.0400000000		0.000000000
0937	3	-0.00009999930	0.1200000000		0.000099999
0938	1	-0.00014648430	0.0400000000		0.000146484
0939	1	-0.00030281250	0.0400000000	-0.000302813	0.000302813
0940	1	-0.00016601663	0.0400000000		0.000166016
0941	1	-0.00130869375	0.0400000000		0.001308694
0942	154	-0.07303125000	6.1600000000	-0.073031250	0.000644531
0943	1	-0.00064453125	0.0400000000		0.000644531
0944	5	-0.01827148430	0.2000000000		0.018271484
0945	11	-0.02665273430	0.4400000000	-0.026652734	0.003287109
0946	844	-11.52871009300	33.7600000000		0.003758766
0947	3	-0.00075876663	0.1200000000		0.000758767
0948	1	-0.00003671880	0.0400000000		0.000036719
0949	31	-0.00123046880	0.2400000000		0.001230469
0950	40	-0.15436524390	1.6000000000		0.154365244
0951	2	-0.00049046880	0.0800000000	-0.000490469	0.000490469
0952	1	-0.00000000000	0.0400000000		0.000000000
0953	2	-0.00152442750	0.0800000000		0.001524428
0954	11	-0.02033943750	0.4400000000		0.020339438
0955	1	-0.00000000000	0.0400000000		0.000000000
0956	2	-0.00130869375	0.0800000000	-0.001308694	0.001308694
0957	74	-0.57070117180	2.8000000000		0.570701172
0958	25	-0.07444335930	1.0000000000		0.074443359
0959	1	-0.00000000000	0.0400000000		0.000000000
0960	4	-0.00225688930	0.1600000000	-0.002256889	0.002199141
0961	2	-0.00219914063	0.0800000000		0.002199141
0962	1	-0.00007056250	0.0400000000		0.000070563
0963	2	-0.00076171895	0.0800000000		0.000761719
0964	7	-0.00063476663	0.2800000000		0.000634767
0965	20	-0.06676757813	0.8000000000		0.066767578
0966	20	-0.02298437500	0.8000000000		0.022984375
0967	1	-0.00000000000	0.0400000000		0.000000000
0968	7	-0.00000000000	0.2800000000		0.000000000
0969	1	-0.00709984375	0.0400000000		0.007099844
0970	3	-0.02709831250	0.1200000000		0.027098313
0971	3	-0.00619531250	0.1200000000		0.006195313
0972				-1277.038506	576.1315332
0973				EROSION	SEDIMENTACION

Figura 5.30. Cálculo en Excel de los valores erosionados y sedimentados en el tramo de estudio de la barranca Huiloac entre septiembre de 2003 y febrero de 2008, a partir de los valores obtenidos en la diferencia de modelos de elevación.

Los pasos expuestos en la creación y manejo de MDE quedan resumidos en el diagrama de flujos de la figura 5.31.

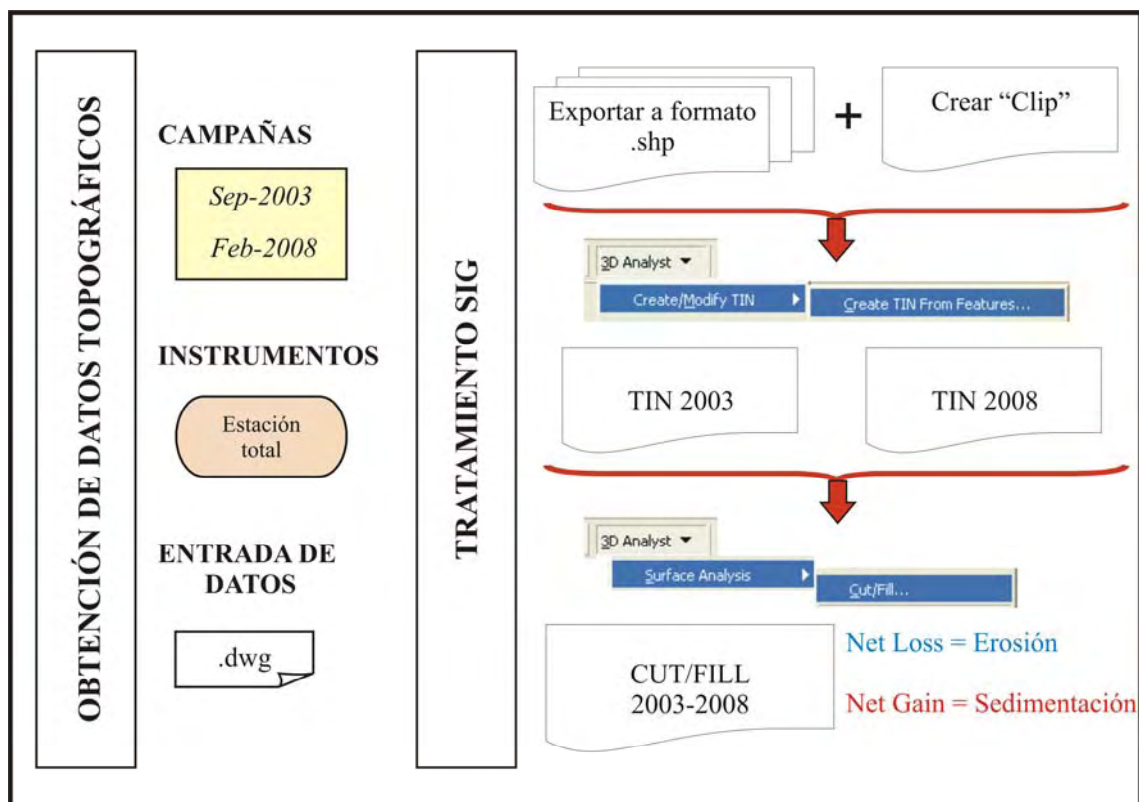


Figura 5.31. Diagrama de flujo explicativo de la metodología llevada a cabo en el tratamiento de la información de los modelos de elevación de la barranca de Huiloac.

De forma similar se procedió para estimar la cantidad erosionada en la depresión de la cabecera de la barranca de Huiloac. En este caso, el equipo de topógrafos realizó un levantamiento en septiembre de 2003. A la vez que se tomaban los datos altimétricos, se anotaron los puntos que delimitan el área afectada por la erosión (Figura 5.32). Una vez volcados los datos en formato .dwg al SIG se creó el modelo de elevaciones referido a la fecha de toma de datos (septiembre de 2003) y el polígono que delimita el espacio afectado por la erosión. Con la información de altura de los puntos que delimitan esta área se creó otro fichero tin, de forma que la superficie cubre la depresión entre las dos márgenes de la barranca. De nuevo con la herramienta de 3D Analyst, cut/fill, se calculó el volumen perdido entre el plano superior y la topografía del terreno en septiembre de 2003.

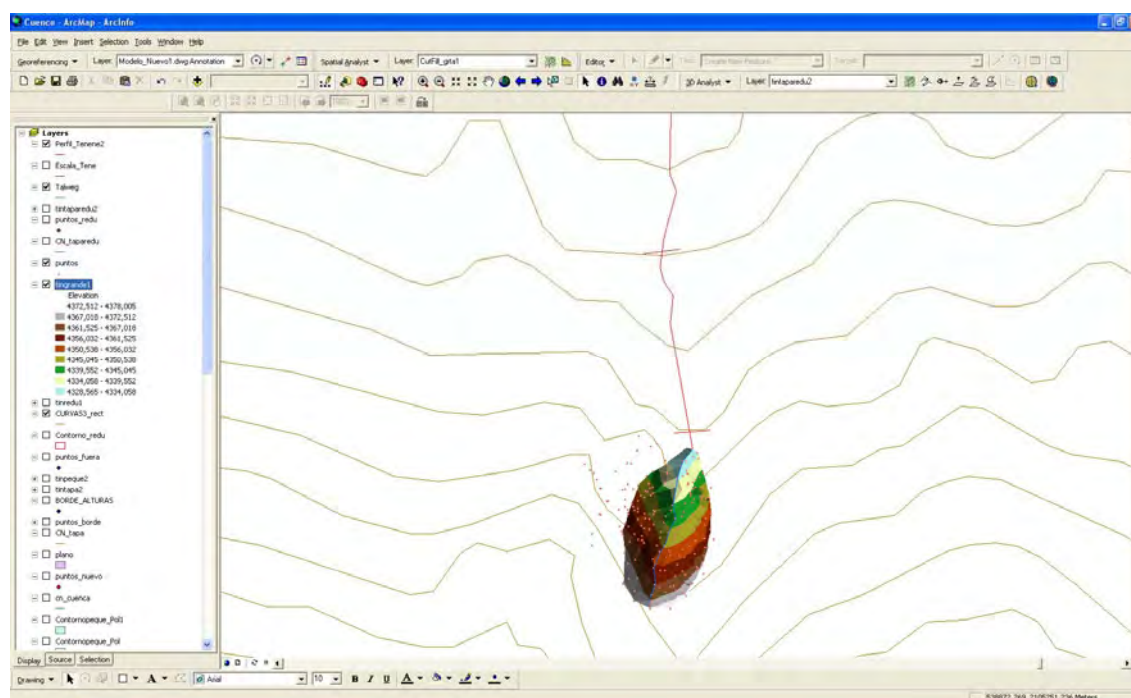


Figura 5.32. Creación del modelo de elevación (tin) a partir de los datos topográficos de la depresión de la cabecera de la barranca de Tenenepanco.

2.2.- Análisis de las variaciones geomorfológicas

A- Cartografía geomorfológica:

El análisis de la evolución geomorfológica de la barranca de Huiloac se basa en la comparación de una serie temporal de mapas geomorfológicos. Esta cartografía no se puede realizar sobre las fotografías aéreas, ya que la mayor parte del trayecto de la barranca queda cubierto por un espeso bosque. Además, la escala de las fotografías aéreas tampoco permite una cartografía de detalle de las formas localizadas en el interior de las barrancas. Por ello, se eligió el trabajo de campo como forma rápida y menos costosa de adquirir la información geomorfológica. Por otra parte, cartografiar la geomorfología del fondo de toda la barranca supone una exposición prolongada de los investigadores a los peligros volcánicos. Con el objeto de reducir el tiempo de permanencia en el interior de la barranca, se optó por elegir un tramo representativo en el que realizar los trabajos de seguimiento geomorfológico. Además, este tramo se debía localizar en un área de fácil acceso, con una buena entrada y salida que permitiera una evacuación rápida. Por otra parte, la elección de las fechas de trabajo se hizo coincidir preferentemente con la estación seca (febrero de 2002, febrero de 2004, marzo de 2006 y febrero de 2008), en las que existe menos peligro de avenidas. Las campañas geomorfológicas coincidieron con las topográficas (excepto la de febrero de 2004), de manera que cada mapa geomorfológico se pudo representar sobre la base de su correspondiente topografía. El resultado fue una colección de seis mapas geomorfológicos elaborados el 14 de febrero de 2002, el 15 de octubre de 2002, el 27 de septiembre de 2003, el 4 de febrero de 2004, el 16 de marzo de 2006 y el 4 de febrero de 2008.

La cartografía geomorfológica cubre el fondo de la actual barranca en el que se han distinguido 5 categorías de formas denominadas con las letras de la A a la E. La primera categoría (A) está constituida por las formas relacionadas con el flujo reciente

de lahares primarios. De esta manera se observa que los márgenes de la barranca están formados por materiales depositados por los lahares de 1997 y 2001 principalmente (Figura 5.9), aunque también se han apreciado depósitos anteriores. La potencia de los depósitos del lahar de 1997 oscila entre los 2,5 y los 4 m y en algunos sectores se encuentran erosionados por flujos posteriores o cubiertos por depósitos del lahar de 2001. Los depósitos del lahar de 2001 se adaptaron “como una sábana” discontinua a las paredes del cauce.

En general, los depósitos laháricos muestran una morfología típica de *debris flow*, es decir, los materiales revisten el fondo de la garganta dejando en ambas márgenes *levées*. El contacto entre los depósitos laháricos y la antigua pared de la barranca, compuesta por materiales volcánicos y de antiguos lahares, lo constituye un estrecho surco (A1), que en ocasiones se ha rellenado con material erosionado de las paredes superiores, y aparece colonizado por la vegetación. Las crestas de los *levées* (A2) constituyen resaltes alomados a ambos lados del canal en posiciones topográficas elevadas entre 1 y 4 metros por encima del talweg (Figuras 5.33 y 5.34). En algunos lugares las crestas han sido erosionadas o cubiertas por depósitos de ladera, pero junto con los surcos constituyen los elementos geomorfológicos más estables.



Figura 5.33. El aparato topográfico aparece estacionado en la cresta del *levée* izquierdo en el perfil 29. El surco está colonizado por la vegetación. Se observa además la ladera superior del *levée* (A3) en contacto con una amplia terraza lahárica (B1). En el lecho (C1) se distinguen bloques sueltos de distintos tamaños. (Fotografía tomada en febrero de 2008).

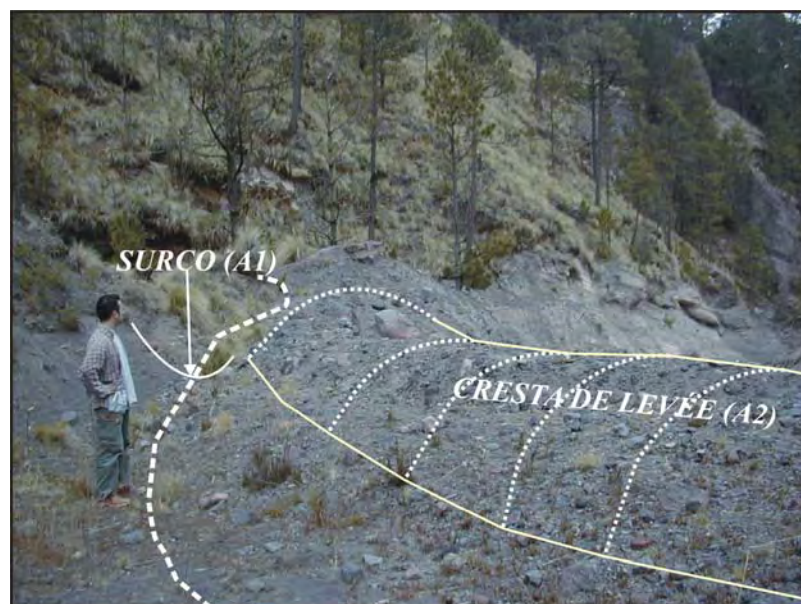


Figura 5.34. Detalle de un *levée* y su contacto cóncavo con las laderas superiores de la barranca. Fotografía tomada en la margen derecha de la barranca al inicio del tramo medio. (L. Capra, febrero de 2002).

En posiciones topográficas más bajas y enlazando con el lecho se distinguen las laderas del *levée*, donde se separa la ladera superior (A3) de la inferior (A4) (Figura 5.35). El criterio diferenciador entre ambas partes de la ladera son las huellas de erosión presentes en la ladera inferior. En esta última se producen frecuentes procesos de zapa (Figura 5.36), de forma que su contacto con el lecho lo constituye un escarpe de altura variable. Si el proceso de zapa se ha mantenido en el tiempo, la ladera inferior desaparece y la erosión alcanza a la ladera superior (Figura 5.35).

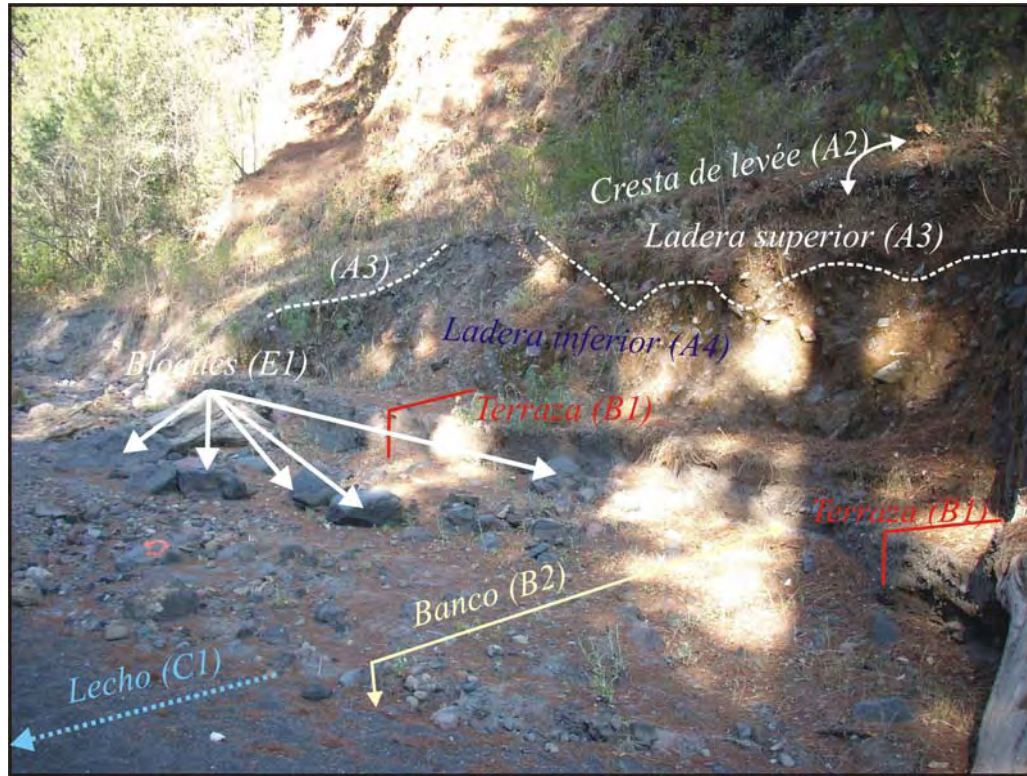


Figura 5.35. Fotografía realizada en la margen izquierda de la barranca de Huiloac, en el área de trazado del perfil 25, donde se observan las laderas superiores (A3) e inferiores (A4), que se distinguen por la existencia o no de cicatrices de erosión. Se aprecian también dos niveles de terrazas laháricas (B1) y un banco fluvio-lahárico (B2). (Febrero de 2008).



Figura 5.36. Las laderas inferiores y las terrazas laháricas sufren una continua zapa por la base que inestabiliza el depósito y las hace retroceder o incluso desaparecer. En la fotografía se aprecia la zapa en la ladera inferior del margen izquierdo del perfil 7. (Febrero de 2008).

Existen además formas laháricas recientes (B), posteriores al lahar primario de 2001, que constituyen niveles planos, elevados entre 0,20 y 0,70 m por encima del fondo del lecho, a las que se les ha denominado terrazas laháricas (*B1*) (Figura 5.35). En el salto vertical que presentan hacia el lecho se distingue la composición heterométrica del depósito (Figura 5.37).



Figura 5.37. Detalle de una terraza lahárica (*B1*) formada por depósitos posteriores a los sedimentados por el lahar de 2001, situada en la margen izquierda del perfil 28. Se observa que su base está siendo zapada. (Fotografía tomada en febrero de 2008).

En otras ocasiones la forma que presentan estos depósitos laháricos recientes no supone un resalte topográfico superior a 15 cm sobre el lecho. Sus límites no están constituidos por escarpes verticales tan nítidos como en el caso de las terrazas, y su superficie tiene un aspecto ligeramente ondulado, en relación a la cantidad de materiales gruesos o finos que lo componen. Debido a la escasa altura a la que se encuentran sobre el lecho, también son retocados por la acción fluvial, por lo que se les ha denominado bancos fluvio-laháricos (*B2*) (Figura 5.35).

La siguiente categoría está formada por un único tipo de relieve: el lecho fluvial propiamente dicho (*C1*) (Figura 5.35). El lecho fluvial presenta un perfil plano o ligeramente cóncavo y está surcado por los estrechos canales de las aguas bajas. El material que se observa en su superficie está compuesto por arenas gruesas y gravas. Se distinguen claramente de los bancos fluvio-laháricos, porque estos presentan perfiles convexos y están formados por depósitos heterométricos.

Mención especial merecen las formas constituidas por depósitos de ladera (*D1*). Ya se ha indicado la gran inestabilidad de las laderas de la barranca en general, debido a su fuerte pendiente y a la naturaleza poco cohesiva del material que las compone. Las partes bajas de la barranca acumulan material desplazado de las laderas, tanto por procesos gravitacionales, como por aquellos en los que interviene la fuerza del agua (Figuras 5.38 y 5.39). Junto con el depósito, se arrastran también las plantas que se incorporan a la nueva forma. No es extraño encontrar troncos de grandes árboles caídos en el fondo de la barranca, que actúan como trampa de sedimentos, así como restos de troncos incorporados a las laderas o enterrados en el fondo (Figura 5.40).



Figura 5.38. A la altura del perfil 4, la ladera de la derecha ha sufrido un gran deslizamiento que ha desplazado los materiales que antes formaban el *levée*, junto con parte de la ladera superior y la vegetación que crecía encima, y ahora forman un depósito (D1) en el fondo del lecho. (Fotografías tomadas en febrero de 2008).



Figura 5.39. Entre los perfiles 5 y 6 la ladera de la derecha ha sufrido un proceso de zapa que la ha inestabilizado y ha provocado la caída de material que se acumula en el fondo (*DI*).



Figura 5.40. Los troncos incorporados al cauce pueden actuar como trampas de sedimentos y modificar la topografía del lecho, formando un “salto de cabecera”. En el fondo de la fotografía se distingue un leñador aprovechando la madera de un árbol recién caído. También destaca un macrobloque (*E1*) (marcado con el nº 11) que no experimentó ningún cambio durante el periodo de estudio y que sirvió como referencia para el trazado del perfil 19. (Fotografía tomada en febrero de 2008).

Por último, se han cartografiado bloques con un tamaño de eje mayor superior a 20 cm (*E1*) (Figuras 5.35 y 5.40), con entidad morfológica, pero que genéticamente son imposibles de clasificar. Se trata de rocas no sujetas por una matriz fina singénica, que se encuentran depositadas en el lecho; en las superficies de las terrazas y bancos, o en las bases de las laderas. Estos bloques son indicadores de la dinámica de la barranca. Los que permanecen estables (Figura 5.40) son referencias entre una fecha y otra de estudio, mientras que los que se mueven (Figura 5.41) en el lecho o en las partes bajas de las laderas, son indicadores de la fuerza que ha tenido el proceso erosivo.



Figura 5.41. En septiembre de 2003, en el perfil 28 el lecho de la barranca se encontraba prácticamente libre de bloques (montaje superior), mientras que en febrero de 2008 (inferior) aparece tapizado por bloques. Aunque se desconoce su procedencia, los bloques son indicadores de la dinámica de la barranca.

B- Tratamiento de la información geomorfológica en un SIG:

Los mapas analógicos elaborados a partir de las notas, medidas y fotografías tomadas en el campo volcados sobre la cartografía que proporcionó el grupo de topógrafos, se convirtieron a formato digital. Para ello se escanearon con una resolución de 1.200 ppp y se corrigieron en ArcGis utilizando como puntos de control los extremos de los perfiles topográficos. A continuación se digitalizaron las distintas unidades, dando a cada una su correspondiente clave en la tabla de atributos. En la tabla de atributos se añadió un nuevo campo para calcular el área ocupada por cada forma. Esta tabla en formato .dbf se importó en Excel para calcular el porcentaje de presencia de cada una de las formas cartografiadas. La comparación de los resultados obtenidos para cada fecha se considera un indicador de la evolución de la barranca en este lapso de tiempo.

Por otra parte, para valorar las variaciones morfológicas que experimenta el fondo de la barranca de Huiloac entre dos fechas se han superpuesto las capas correspondientes de información geomorfológica. Se ha empleado la herramienta de *ArcToolbox*, *Analysis tools-Overlay-Union*, para obtener una nueva capa con todas las

combinaciones posibles entre las formas de la capa inicial (p.e. geomorfología de febrero de 2002) y las de la capa final (p.e. geomorfología de octubre de 2002). Las posibilidades de combinación de las 9 formas de relieve dan como resultado 81 categorías (9x9), sin embargo en los casos de estudio hay combinaciones que no se producen. De esta manera, el surco (*AI*), que se define como a forma más estable, se mantiene en su extensión inicial a lo largo de los seis años de estudio, por lo que sólo da lugar a una sola combinación (*AI-AI*), es decir no existen modificaciones en esta forma (indicado con “0” en la figura 5.42). De igual manera, ninguna de las otras formas de relieve puede pasar a convertirse en el contacto cóncavo con la pared de la barranca (*AI*), ya que este quedó definido a partir de paso del último lahar primario.

Otros cambios que no se dan son los que hacen referencia al paso de una forma reciente, creada por erosión o sedimentación a partir de enero de 2001, a otra definida como superficie original sobre depósitos anteriores al lahar primario de 2001. Por ejemplo una ladera inferior (*A4*) definida por las marcas de erosión reciente sobre los materiales de los lahares de 1997 y 2001, no se podrá convertir en una ladera superior, entendida esta como la superficie original dejada tras el paso del último lahar primario (enero 2001).

Con el fin de simplificar el número de combinaciones no se han tenido en cuenta las variaciones sufridas por los bloques (*EI*) entre cada par de fechas de análisis. Tan sólo se ha registrado la superficie de aquellos que permanecen estables, mientras que el área de los que experimentan una modificación se ha incluido en la forma sobre la que se encuentran, ya que se considera que la causa de variación es la misma para el bloque que para la forma sobre la que se encuentra.

En la figura 5.42 se reflejan todas las combinaciones que se han registrado en los análisis. Las que no han originado cambios aparentes en la morfología se han denominado:

- 0. Sin cambios en el surco;
- 1. Sin cambios en las laderas laháricas;
- 2. Sin cambios en las terrazas laháricas;
- 3. Sin cambios en los bancos fluvio-laháricos;
- 4. Sin cambios en el lecho fluvial;
- 5. Sin cambios en los depósitos de ladera;
- 6. Bloques estables;

Por otra parte, las modificaciones registradas se han clasificado teniendo en cuenta la tabla de doble entrada, es decir, qué tipo de forma ocupaba un cierto espacio en la fecha inicial y qué forma la ocupa en la fecha final. Téngase en cuenta que en algunas ocasiones los periodos de tiempo son largos (hasta 25 meses) y el paso de una forma inicial conocida a otra final, también conocida, no supone que no hayan existido procesos y formas intermedias que se desconocen. Además, la morfodinámica de la barranca es muy rápida, es decir, los cambios se suceden en periodos cortos de tiempo. De esta manera, el tipo de proceso que da lugar a la forma final resulta imposible de determinar con exactitud, ya que el seguimiento se realiza por comparación de lo observado en dos momentos determinados, entre los que se pueden suceder distintas fases (p. e. colmatación-incisión). Así la denominación de cada categoría se basa en el proceso inicial que origina las formas. Las áreas que han experimentado cambios se clasifican en:

- 7. Erosión en las formas laháricas de los depósitos de lahares primarios (A2-A4, A3-A4);
- 8. Sedimentación de depósitos laháricos recientes;
 - 8.1.- Sedimentación de terraza a expensas del retroceso de laderas laháricas (A2-B1, A3-B1, A4-B1).
 - 8.2.- Sedimentación de terraza a expensas de bancos o lecho fluvial (B2-B1, C1-B1).
 - 8.3.- Sedimentación de terraza a expensas de depósitos de ladera (D1-B1).
- 9. Sedimentación fluvio-lahárica;
 - 9.1.- Sedimentación fluvio-lahárica a expensas del retroceso de laderas laháricas (A2-B2, A3-B2, A4-B2).
 - 9.2.- Sedimentación fluvio-lahárica a expensas del lecho fluvial (C1-B2).
 - 9.3.- Sedimentación fluvio-lahárica a expensas de depósitos de ladera. (D1-B2).
- 10. Acción fluvial;
 - 10.1.- Acción fluvial a expensas del retroceso de las laderas laháricas (A2-C1, A3-C1, A4-C1).
 - 10.2.- Acción fluvial a expensas de la desaparición de nuevas formas laháricas (B1-C1, B2-C1).
 - 10.3.- Acción fluvial a expensas de los depósitos de ladera (D1-C1).
- 11. Erosión de terrazas laháricas (B1-B2);
- 12. Erosión de depósitos de ladera (D1-A4);
- 13. Sedimentación de depósitos de ladera (A2-D1, A3-D1, A4-D1, B1-D1, B2-D1, C1-D1).

		SITUACIÓN FINAL								
		A1	A2	A3	A4	B1	B2	C1	D1	E1
SITUACIÓN INICIAL	A1	0								
	A2		1		7	8.1	9.1	10.1	13	
	A3			1	7	8.1	9.1	10.1	13	
	A4				1	8.1	9.1	10.1	13	
	B1				11	2	11	10.2	13	
	B2					8.2	3	10.2	13	
	C1					8.2	9.2	4	13	
	D1				12	8.3	9.3	10.3	5	
	E1									6

Figura 5.42. Matriz de cambios experimentados por la morfología del canal según los procesos actuantes entre dos momentos, situación inicial y situación final. Las claves se explican en el texto.

Por último, se han realizado cuatro grupos con las categorías que suponen modificaciones (señalados en distintos colores en la figura 5.42). Así, el primer grupo lo constituyen las variaciones constituidas por el retroceso o desaparición de las laderas laháricas formadas por los lahares primarios (señaladas en color naranja en la figura 5.42). En este grupo se han incluido las sustituciones de los depósitos de ladera (D1) por

cualquier otra forma, ya que se considera que los *DI* están constituidos por materiales de los lahares primarios. Hay que tener en cuenta que la sustitución por otra forma no supone que el depósito haya desaparecido físicamente del área de estudio, ya que este puede haber sido cubierto por otros materiales.

Otro grupo (indicado en color azul en la figura 5.42) lo constituyen los cambios que producen la desaparición o la reducción en el resalte topográfico de las formas constituidas por nuevos depósitos laháricos o fluvio-laháricos. De igual manera se han reunido los cambios que resultan en una aparición o incremento en la diferencia topográfica con el fondo de las nuevas formas laháricas y fluvio-laháricas (en verde en la figura 5.42). Por último, se considera el cambio ocasionado por la adicción de un depósito de ladera sobre cualquiera de las formas definidas (en color amarillo).

Por último, la cuantificación espacial de esos cambios se realiza mediante la medida de la superficie que ocupan las modificaciones y su porcentaje de presencia en el total. El resultado se presenta en matrices numéricas.

2.3.- Obtención y tratamiento de la información pluviométrica

Para la caracterización pluviométrica del área de trabajo se han empleado las series 1971-2000, normalizadas por el Servicio Meteorológico Nacional de México (<http://smn.cna.gob.mx>) (Figura 5.43).

CLAVE	NOMBRE	LATITUD	LONGITUD	ALTITUD (m s.n.m.)	AÑOS
15007	Amecameca de Juárez (SMN)	19° 08' 26"	98° 46' 20"	2.470	17
15103	San Pedro Nexapa	19° 05' 01"	98° 44' 18"	2.620	18
17046	Hueyapan E-4	18° 54' 26"	98° 40' 49"	920	16
17060	Alponocan	18° 55' 52"	98° 41' 23"	2.100	20
21012	Atlixco	18° 55' 18"	98° 27' 45"	2.142	16
21046	Huejotzingo	19° 08' 57"	98° 28' 24"	2.270	21
21164	C.A.E. San Juan Tetla	19° 12' 19"	98° 35' 11"	3.290	13
21167	San Andrés Calpan	19° 09' 17"	98° 26' 17"	2.360	18
21193	San Pedro Benito Juárez E-1	18° 55' 19"	98° 33' 05"	2.322	15
21214	San Juan Tetla Siete Norte	19° 10' 26"	98° 34' 50"	3.350	7

Figura 5.43. Estaciones cercanas al volcán Popocatepetl, para las que existen cálculos normalizados de las precipitaciones en la serie 1971-2000.

Además, el Servicio Meteorológico Nacional de México también proporcionó las cantidades de precipitación en 24 horas de las estaciones próximas al volcán (Figura 5.44). Estos son los datos más precisos que se poseen, aunque sería deseable poder manejar valores referidos a periodos de tiempo más cortos, con los que poder relacionar la intensidad de precipitación con la producción de lahares.

Con estos datos, para realizar un estudio analítico sólo son válidas las estaciones en las que existe una serie de al menos 30 años completos, por lo que sólo sirven 2 estaciones: San Pedro Nexapa (30 años) y Huejotzingo (31 años). Por otra parte, la estación meteorológica de Amecameca de Juárez fue cambiada de lugar entre 1967 y 1969, por lo que entre las dos series se podría disponer de 34 años completos (aunque siempre con la salvedad del cambio de emplazamiento).

CLAVE	NOMBRE	MUNICIPIO	LATITUD	LONGITUD	ALTITUD (m)	INICIO (Año-mes)	FIN (Año-mes)	AÑOS	%
15007	Amecameca de Juárez (SMN)	Amecameca	19° 08' 26"	98° 46' 20"	2.470	1969-03	2006-09	37,6	77,1
15015	Amecameca de Juárez (DGE)	Amecameca	19° 07' 00"	98° 45' 46"	2.480	1943-01	1967-08	24,7	82,1
15080	Atlatla Repetidora	Atlatla	19° 01' 38"	98° 46' 50"	2.350	1961-01	1987-08	26,7	65,4
15103	San Pedro Nexapa	Amecameca	19° 05' 01"	98° 44' 18"	2.620	1961-02	2006-08	45,6	71
15288	Ecatzingo E-8	Ecatzingo	18° 57' 21"	98° 45' 10"	2.250	1970-01	1987-12	18	32,7
17046	Hueyapan E-4	Tetela del Volcan	18° 54' 26"	98° 40' 49"	920	1976-01	2006-10	30,8	74,2
17060	Alponocan	Tetela del Volcan	18° 55' 52"	98° 41' 23"	2.100	1980-05	2004-04	24	98,6
21012	Atlixco	Atlixco	18° 55' 18"	98° 27' 45"	2.142	1962-06	2002-12	40,6	69,7
21046	Huejotzingo	Huejotzingo	19° 08' 57"	98° 28' 24"	2.270	1925-12	1998-12	73,1	70,8
21134	Los Molinos	Atlixco	19° 07' 20"	98° 23' 13"	1.985	1964-01	1968-10	4,8	86,5
21164	C.A.E. San Juan Tetla	Chiautzingo	19° 12' 19"	98° 35' 11"	3.290	1978-04	1996-11	18,7	89,9
21167	San Andrés Calpan	Calpan	19° 09' 17"	98° 26' 17"	2.360	1980-01	2001-12	22	92,5
21193	San Pedro Benito Juárez E-1	Atlixco	18° 55' 19"	98° 33' 05"	2.322	1982-01	2001-12	20	84,1
21195	Santa Cruz Cuautamatitla E-3	Tochimilco	18° 54' 05"	98° 33' 19"	2.400	1956-01	1994-06	38,5	21,8
21214	San Juan Tetla Siete Norte	Chiautzingo	19° 10' 26"	98° 34' 50"	3.350	1982-01	1995-11	13,9	85,1
21234	San Isidro Huilotepec	Atlixco	18° 54' 08"	98° 22' 38"	1.820	1984-01	1999-01	15,1	53,6

Figura 5.44. Estaciones cercanas al volcán Popocatepetl, con datos disponibles de precipitación en 24 horas. Fuente: Servicio Meteorológico Nacional de México.

Las estaciones que proporcionan datos de precipitaciones para el periodo de seguimiento realizado en las barrancas de Tenenepanco y Huiloac son:

- Amecameca DGE: para los años 2002 (excepto el mes de febrero), 2003, 2004 (excepto los meses de octubre, noviembre y diciembre), 2005 y 2006(excepto los meses de octubre, noviembre y diciembre).
- San Pedro Nexapa: para los años 2002, 2003 y 2004.
- Hueyapan E-4: para los años 2002, 2003 y 2004.
- Alponocan: para los años 2002 (excepto el mes de diciembre), 2003 (excepto el mes de enero) y 2004 (excepto para el intervalo de mayo a diciembre).
- Atlixco: para el año 2002 (excepto el mes de diciembre).

3.- RESULTADOS

Los resultados obtenidos con la metodología propuesta se presentan igualmente en tres apartados, dependiendo de los datos de entrada y de las técnicas empleadas. Así, en primer lugar, se ofrecen los resultados derivados de analizar los datos topográficos en términos de erosión y sedimentación. Después, se trata de plantear las comparaciones entre dos situaciones con morfologías diferentes y ver, según las variaciones que hayan tenido en superficie, las modificaciones que ha experimentado el cauce. Por último, se relacionan estas transformaciones con las cantidades e intensidades diarias de precipitación recibidas en los periodos de estudio.

3.1.- *Dinámica erosiva/sedimentaria en los canales laháricos*

La información recopilada y tratada durante el seguimiento de las modificaciones sufridas por los cauces laháricos, llevado a cabo entre febrero de 2002 y febrero de 2008, ha dado los siguientes resultados:

A- Tenenepanco:

En el caso de la barranca de Tenenepanco las variaciones altimétricas del punto más bajo de cada perfil son muy pequeñas (centimétricas), por lo que no dan una idea justa de las modificaciones sufridas por el canal. Además hay que tener en cuenta que el punto más bajo del perfil, no siempre se localiza en el mismo lugar (Figura 5.47).

Por otra parte, en el trabajo de topografía de septiembre de 2003 se trazó un perfil longitudinal siguiendo el talweg de la barranca (Figura 5.48). Según todos estos datos se pudo obtener la pendiente entre los puntos más bajos de cada sección transversal (Figura 5.49). Se observa que la pendiente en el subtramo superior (ST1) alcanza el 40% y que desciende aguas abajo hasta valores inferiores al 25%. En la figura 5.48 se observan dos rupturas de pendiente: la primera en el ST1, muy próxima al perfil 2 y la segunda en el ST4, cercana al perfil 5. Según los cálculos realizados con los puntos más bajos de los perfiles estudiados, la primera marca el paso entre pendientes superiores al 40%, situadas aguas arriba, y pendientes inferiores a este valor, aguas abajo. De igual manera, la segunda ruptura indica un límite entre pendientes superiores e inferiores al 25%. Así los ST3 y ST4 quedan en valores de pendiente intermedios del 30%.

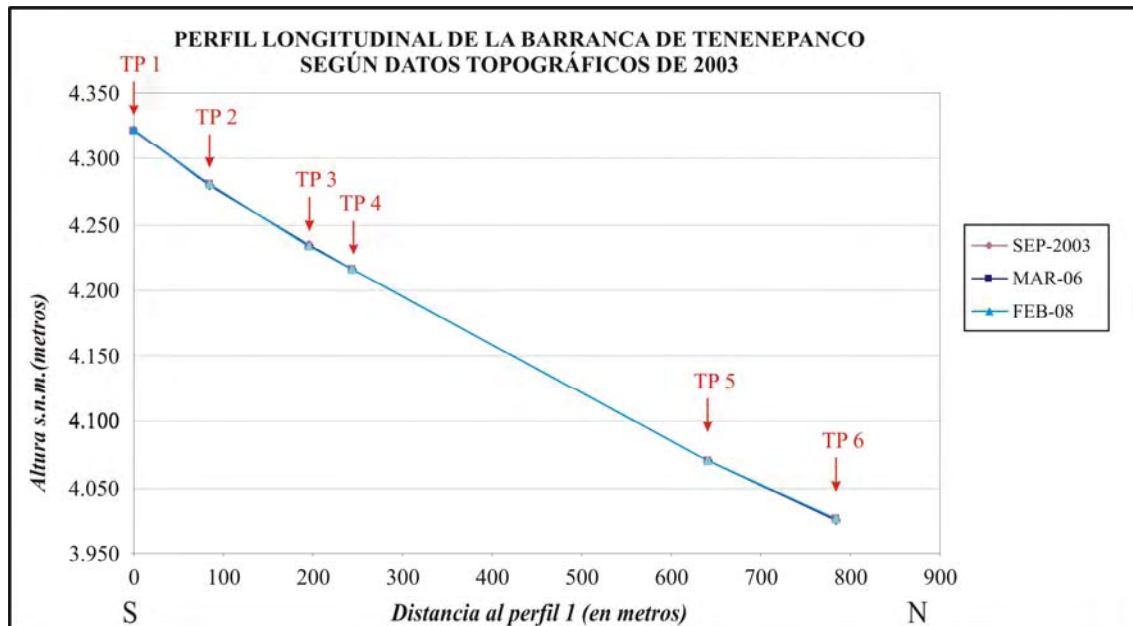


Figura 5.45. Perfil longitudinal de la barranca de Tenenepanco realizado con los puntos más bajos de los perfiles topográficos de septiembre de 2003, marzo de 2006 y febrero de 2008.

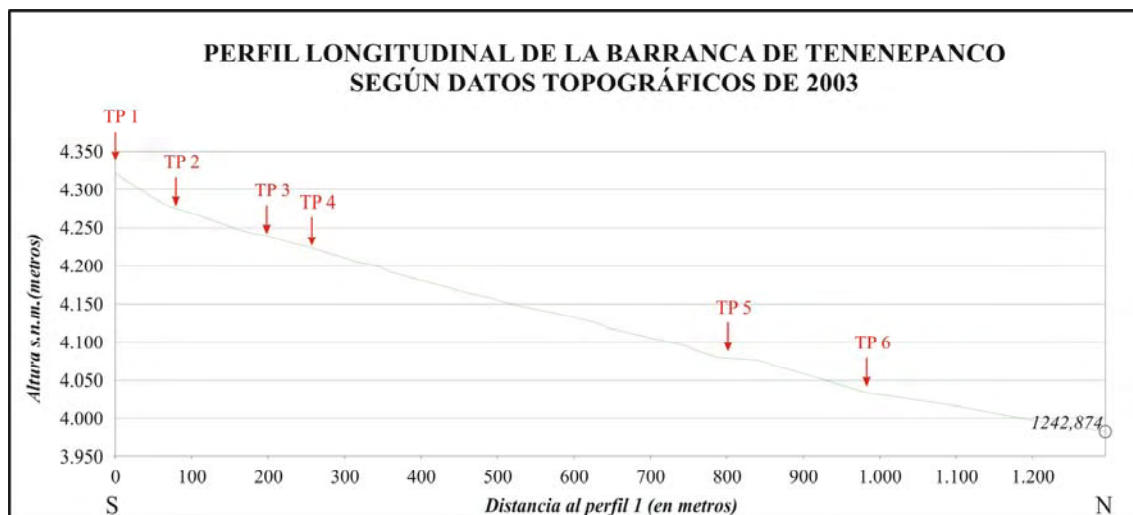


Figura 5.46. Perfil longitudinal del tramo de estudio de la barranca de Tenenepanco realizado con los datos obtenidos en septiembre de 2003.

ST	PENDIENTE (EN %)			
	2003	2006	2008	MEDIA
1	40,17	38,70	39,49	39,45
2	32,10	33,14	32,99	32,74
3	31,42	30,26	30,43	30,70
4	29,29	29,30	29,39	29,33
5	24,61	24,42	24,31	24,45

Figura 5.47. Valores de pendiente (en %) en los subtramos de estudio de la barranca de Tenenepanco (ST), calculados a partir de las alturas de los puntos más bajos de cada perfil y la distancia entre ellos recorriendo el talweg.

Las variaciones en volumen de material erosionado y sedimentado en los subtramos en los que se ha dividido el tramo seleccionado en Tenenepanco se expresan en la figura 5.48, en m^3 ; m^3 por m lineal del subtramo; m^3 por metro lineal y mes; y m^3 por metro lineal y año.

VARIACIÓN DE VOLUMEN EN TENENEPANCO						
ST	VOLUMEN TOTAL (M^3)					
	Sep-03/mar-06		Mar-06/feb-08		Sep-03/feb-08	
	SED	ER	SED	ER	SED	ER
1	323,83	1.541,86	442,24	332,02	310,16	1573,15
2	85,96	1.763,92	311,52	239,95	111,00	1704,70
3	79,80	256,38	133,47	66,80	106,47	229,50
4	698,35	1.856,66	842,01	1454,91	840,40	2593,52
5	852,56	517,11	367,40	500,70	869,80	648,08
TOTAL	2.040,51	5.935,94	2.096,64	2.594,39	2.237,82	6.748,94

ST	VOLUMEN/LONGITUD (M^3/M)					
	Sep-03/mar-06		Mar-06/feb-08		Sep-03/feb-08	
	SED	ER	SED	ER	SED	ER
1	2,83	13,50	3,81	2,86	2,68	13,60
2	0,58	11,82	2,10	1,62	0,75	11,50
3	1,17	3,76	1,95	0,98	1,56	3,36
4	1,20	3,20	1,45	2,51	1,45	4,47
5	4,46	2,70	1,92	2,62	4,55	3,39
MEDIA	1,85	5,38	1,90	2,35	2,03	6,11

ST	VOLUMEN/LONGITUD/UNIDAD TEMPORAL ($M^3/M/MES$)					
	Sep-03/mar-06		Mar-06/feb-08		Sep-03/feb-08	
	SED	ER	SED	ER	SED	ER
1	0,09	0,45	0,17	0,12	0,05	0,54
2	0,02	0,39	0,09	0,07	0,01	0,46
3	0,04	0,13	0,08	0,04	0,03	0,13
4	0,04	0,11	0,06	0,11	0,03	0,18
5	0,15	0,09	0,08	0,11	0,09	0,14
MEDIA	0,07	0,23	0,10	0,09	0,04	0,13

ST	VOLUMEN/LONGITUD/UNIDAD TEMPORAL ($M^3/M/AÑO$)					
	Sep-03/mar-06		Mar-06/feb-08		Sep-03/feb-08	
	SED	ER	SED	ER	SED	ER
1	1,13	5,40	1,99	1,49	0,61	6,53
2	0,23	4,73	1,10	0,84	0,17	5,52
3	0,47	1,50	1,02	0,51	0,35	1,61
4	0,48	1,28	0,76	1,31	0,33	2,14
5	1,78	1,08	1,00	1,37	1,03	1,63
MEDIA	0,82	2,80	1,14	1,12	0,49	1,60

Figura 5.48. Resumen de los valores de erosión y sedimentación estimados entre perfiles (subtramos del 1 al 5) y en el total del trayecto estudiado en la barranca de Tenenepanco.

Entre septiembre de 2003 y marzo de 2006 se estima un volumen total de material erosionado de 5.935,94 m^3 en los 1.103,5 m de longitud (distancia reducida

media de 2003 y 2006) que presentaba el tramo de estudio, lo que supone en conjunto una pérdida de $5,38 \text{ m}^3$ por unidad de longitud (metro) del canal considerado. El 63% de esa cantidad se estima que se pierde en los subtramos 1 y 2. Si se observan las variaciones altimétricas de los perfiles, se nota que el perfil 2 ha sufrido una importante pérdida entre la medida realizada en septiembre de 2003 y la de marzo de 2006. La pared derecha del canal sufrió un desprendimiento de gran cantidad de material, que rellenó el fondo de la depresión, pero que en su mayoría fue posteriormente evacuado aguas abajo. El desprendimiento afectó a una longitud de unos 10 metros, pero como los cálculos de volumen se realizan con las variaciones observadas en los dos perfiles que las delimitan, estos datos se interpolaron con los de los perfiles contiguos, para una longitud de 114,24 m del ST1 y una longitud de 149,22 m del ST2. De esta manera el hecho de que el desprendimiento se produjera justo en el perfil de toma de muestras, influye en gran medida en la estimación de la erosión para una longitud de 263,46 m.

Si no se tienen en cuenta las variaciones del perfil 2 y se realizan las estimaciones con los datos de los perfiles 1 y 3, para el trayecto comprendido por los ST1 y ST2, se obtienen valores inferiores de erosión ($1.275,05 \text{ m}^3$, $4,93 \text{ m}^3/\text{m}$) y ligeramente superiores de sedimentación ($675,06 \text{ m}^3$) (Figura 5.49).

ST	VOLUMEN TOTAL (M^3)		VOLUMEN/ LONGITUD (M^3/M)		($\text{M}^3/\text{M}/\text{MES}$)		($\text{M}^3/\text{M}/\text{AÑO}$)	
	SED	ER	SED	ER	SED	ER	SED	ER
1 y 2	675,06	1.275,05	2,56	4,84	0,09	0,16	1,02	1,94
3	79,80	256,38	1,17	3,76	0,04	0,13	0,47	1,50
4	698,35	1.856,66	1,20	3,20	0,04	0,11	0,48	1,28
5	852,56	517,11	4,46	2,70	0,15	0,09	1,78	1,08
TOTAL	2.305,77	3.905,21	2,09	3,54	0,07	0,12	0,84	1,42

Figura 5.49. Resumen de los valores de erosión y sedimentación estimados entre perfiles durante el periodo septiembre 2003/marzo 2006 en Tenenepanco. Los subtramos 1 y 2 se consideran como un único subtramo y se calculan con las variaciones de sección entre los perfiles 1 y 3.

De esta manera, los cálculos realizados para los subtramos 1 y 2, con las modificaciones sufridas por el perfil 2, sobrestiman las cantidades de erosión. Aunque por otra parte, hay que tener en cuenta que estos derrumbes de material son frecuentes en la barranca y si se producen en cualquier punto del trayecto que no coincida con la toma de datos, no se tendrán en cuenta, por lo que las estimaciones con perfiles en los que no se haya producido un derrumbe subestimarán la erosión.

Las cifras totales de erosión consideradas para el ST4 también son elevadas ($1.856,66 \text{ m}^3$), aunque hay que notar que el trayecto entre los perfiles 4 y 5 es el más largo de los estudiados (580,56 m), y en relación con su longitud la erosión es tan sólo de $3,20 \text{ m}^3/\text{m}$, cifra muy similar a las de los subtramos adyacentes

En cuanto a las variaciones positivas de volumen, el ST5 registra los valores mayores, tanto absolutos ($852,56 \text{ m}^3$) como en relación con la longitud del cauce ($4,46 \text{ m}^3/\text{m}$). La menor pendiente de este tramo (25% aprox.) en relación con el resto, puede explicar este predominio de la sedimentación frente a la erosión ($2,70 \text{ m}^3/\text{m}$). Por otra parte, al menos conocemos la existencia de un gran derrumbamiento aguas arriba (perfil 2), cuyo material se evacuó a posiciones topográficas inferiores, ya que los perfiles topográficos no reflejan que el material se quedara taponando el fondo de la barranca en el lugar del derrumbe.

Entre marzo de 2006 y febrero de 2008 las cantidades de material perdidas en el tramo de estudio de Tenenepanco resultan algo inferiores ($2.594,39 \text{ m}^3$) a las del

periodo analizado anterior. Los subtramos 1 y 2 presentan valores de erosión menores, ya que sus perfiles no registran grandes variaciones, como sucedió anteriormente con el perfil 2. También el ST3 reduce el valor de la erosión respecto al periodo anterior, influido en gran medida por el hecho de que el perfil 3 no sufrió en este intervalo temporal grandes descensos de altitud. Las cantidades erosionadas en los dos subtramos finales resultan también algo menores que la fase anterior, pero no suponen un cambio brusco.

Por otra parte, las variaciones positivas de volumen presentan cifras similares ($2.096,64 \text{ m}^3/\text{m}$) a las estimadas para el periodo precedente, aunque su distribución a lo largo del canal es diferente. Ahora la tasa mayor de sedimentación se estima en el ST1 ($3,81 \text{ m}^3/\text{m}$), que también tenía un valor alto en la etapa anterior ($2,83 \text{ m}^3/\text{m}$). Estas cifras están influidas por las modificaciones sufridas en el perfil 1, que en las dos últimas campañas experimentó un aumento de altura. A pesar de que el ST1 presenta la pendiente más elevada en el tramo de estudio ($\sim 40\%$) (Figura 5.47), hay que tener en cuenta que se encuentra localizado en un estrechamiento, provocado por la dureza de las lavas de El Fraile (Figura 5.50).



Figura 5.50. Miembros del equipo de topógrafos de la Universidad de Extremadura y de geomorfólogos de la UNAM trabajando en el perfil 1 de la barranca de Tenenepanco, en febrero de 2008. (A) Obsérvese el paquete de material retenido en el inicio del estrechamiento de la barranca.

A 10 metros (distancia reducida a la horizontal, equivalente a 12 m de distancia reducida) aguas arriba del perfil 1 estudiado en la barranca de Tenenepanco, se encuentra la parte distal de la deposición producida por la avalancha de bloques y hielo que tuvo lugar en el invierno de 1992 (Palacios, 1995) (Figura 5.51). El estrechamiento en el que se localiza el perfil 1 favoreció la retención de material. Tras el inicio de la actividad volcánica en diciembre de 1994, las aguas de fusión comenzaron a abrir de nuevo el cauce de la barranca y los materiales de la avalancha, junto con los producidos por las erupciones, empezaron a ser evacuados aguas abajo. En especial, esta área de cabecera perdió gran parte del material acumulado durante los lahares de abril de 1995, que movilizó la masa hasta una altura de 4.200 m, y los de junio y julio de 1997 (Palacios *et al.*, 2001). Los estudios sedimentológicos realizados en los depósitos de la serie de lahares producida entre junio y julio de 1997 demuestran que la mayor parte de los sólidos arrastrados procedían de esta avalancha de bloques (Capra *et al.*, 2004; Muñoz, 2007). El resultado topográfico en la barranca aguas arriba del perfil 1 es la apertura de una nueva hendidura, que presenta ensanchamientos en su pared derecha.

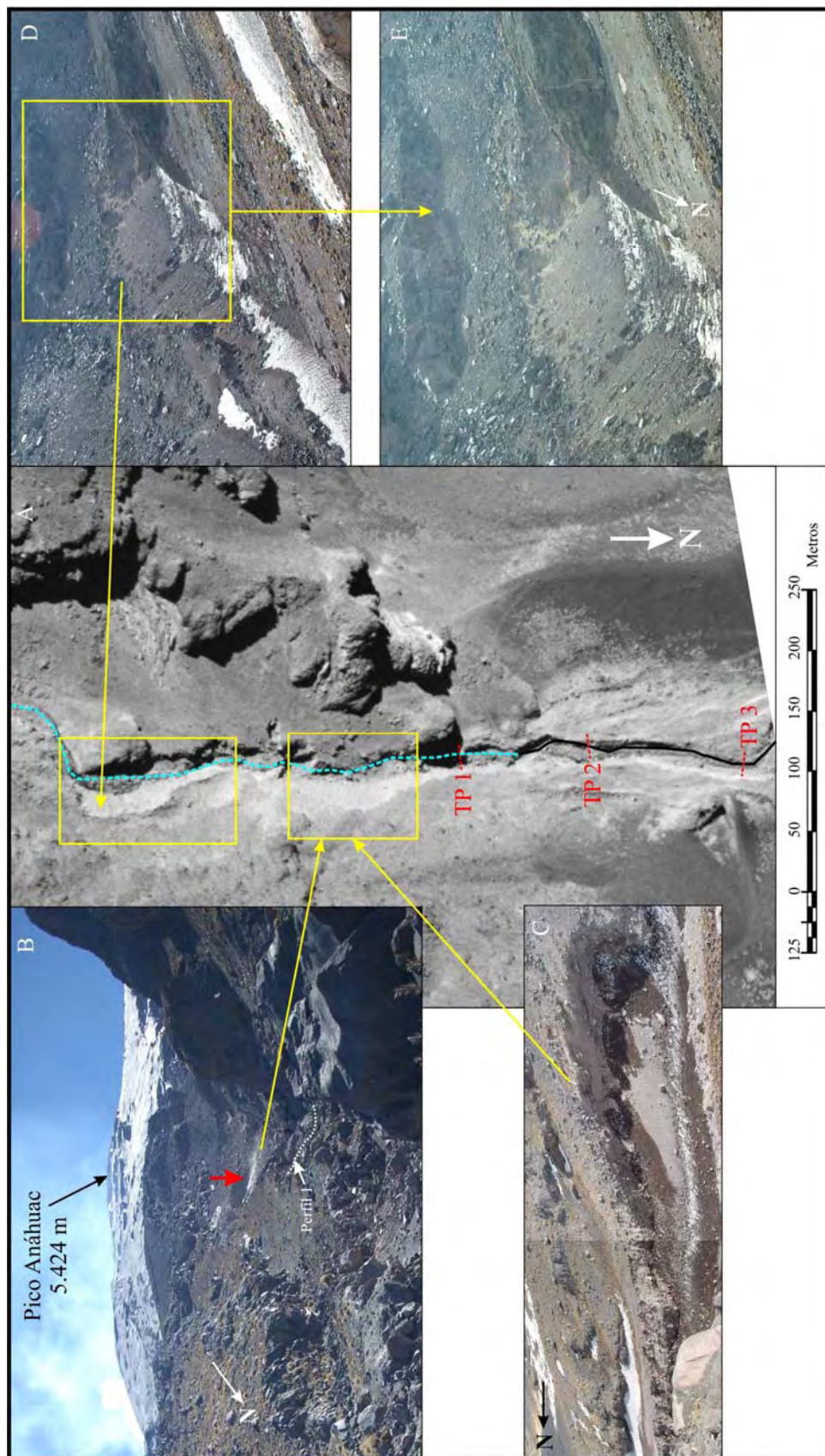


Figura 5.51. Localización de dos ensanchamientos por erosión de las paredes en la barranca de Tenenepanco. En **A** se muestra la fotografía aérea de febrero de 2003 (SCT), georreferenciada, con los perfiles 1, 2 y 3 y las áreas de los dos ensanchamientos. En la fotografía **B** (tomada en febrero de 2008) se indica la situación del ensanchamiento inferior respecto del perfil 1 y se aprecia la inestabilidad de las paredes (la nube de polvo que indica la punta de la flecha roja está ocasionada por un desprendimiento). La fotografía **C** (realizada en febrero de 2004, D. Palacios) es un detalle de la pared derecha del ensanchamiento anterior, donde se observa la cicatriz. Las fotografías **D** y **E** (febrero de 2004, D. Palacios) muestran otro ensanchamiento de mayores dimensiones aguas arriba del anterior.

Estos ensanchamientos aparecen separados por estrechamientos coincidentes con afloramientos de lavas. En el caso del estrechamiento inferior, en el que se encuentra el perfil 1, el umbral está compuesto por lavas del antiguo edificio volcánico de El Fraile. En este tramo, la barranca se ajusta al pie de la elevación denominada El Fraile, que constituye el remanente del edificio volcánico del mismo nombre (Figura 5.51).

La peligrosidad que entraña la aproximación a esta área, dificulta la obtención de datos topográficos de detalle o de imágenes de gran escala. Tan sólo se ha podido realizar un levantamiento topográfico de detalle del ensanchamiento localizado inmediatamente por encima del estrechamiento del perfil 1, aunque en la fotografía aérea o en las fotografías oblicuas, se observa que el área afectada por una fuerte erosión en las paredes de la barranca (especialmente en su pared derecha) se extiende aguas arriba (Figura 5.51).

El ensanchamiento elegido como ejemplo presenta una pendiente general de $38,75^\circ$ y una pendiente de su talweg de $25,27^\circ$ (entre las altitudes de 4.372,99 y 4.328,58 m). Su superficie reducida a la horizontal es de $2.523,60 \text{ m}^2$ y una superficie reducida de $3.467,43 \text{ m}^2$.

Gracias a los datos de altura tomados en el campo en septiembre de 2003 y las referencias de localización de los límites del área erosionada se puede estimar que la variación volumétrica sufrida entre la situación de 1992 y la actual (Figura 5.51.C) es de $15.480,78 \text{ m}^3$.

B- Huiloac:

A partir de la información topográfica de los perfiles transversales de la barranca de Huiloac se han trazado los perfiles longitudinales del tramo de estudio, teniendo en cuenta el punto más bajo del perfil (Figuras 5.52, 5.53 y 5.54)

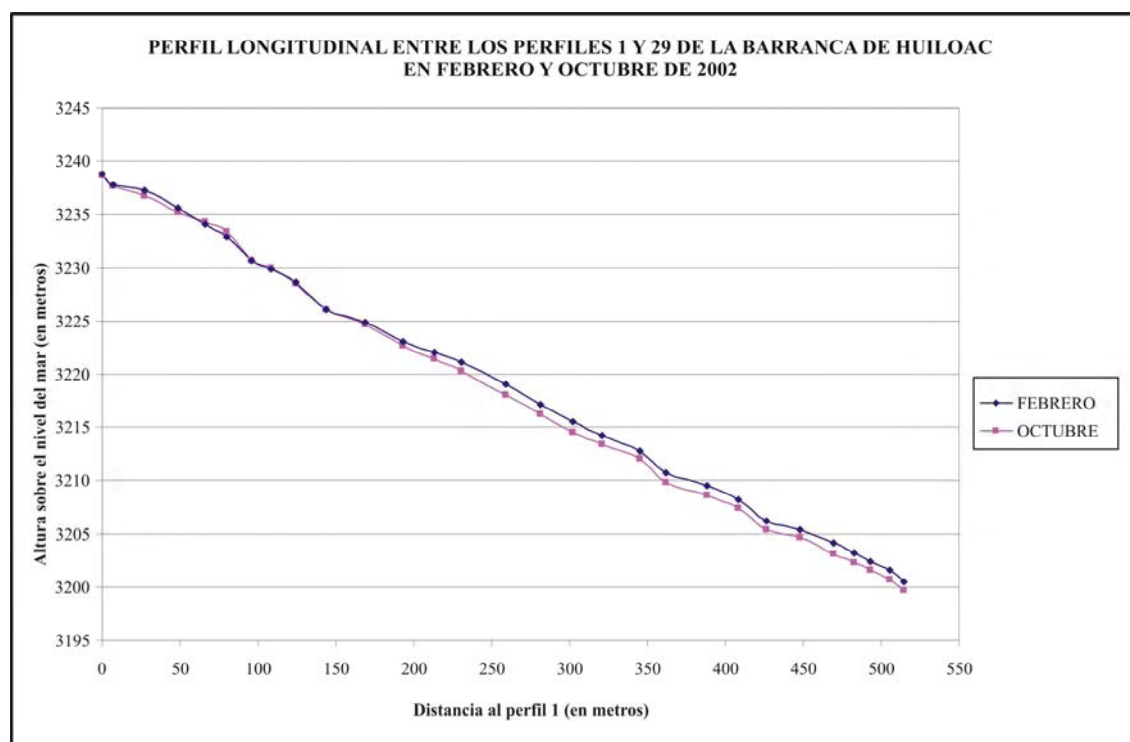


Figura 5.52. Perfiles longitudinales del tramo de estudio de la barranca Huiloac en febrero y octubre de 2002.

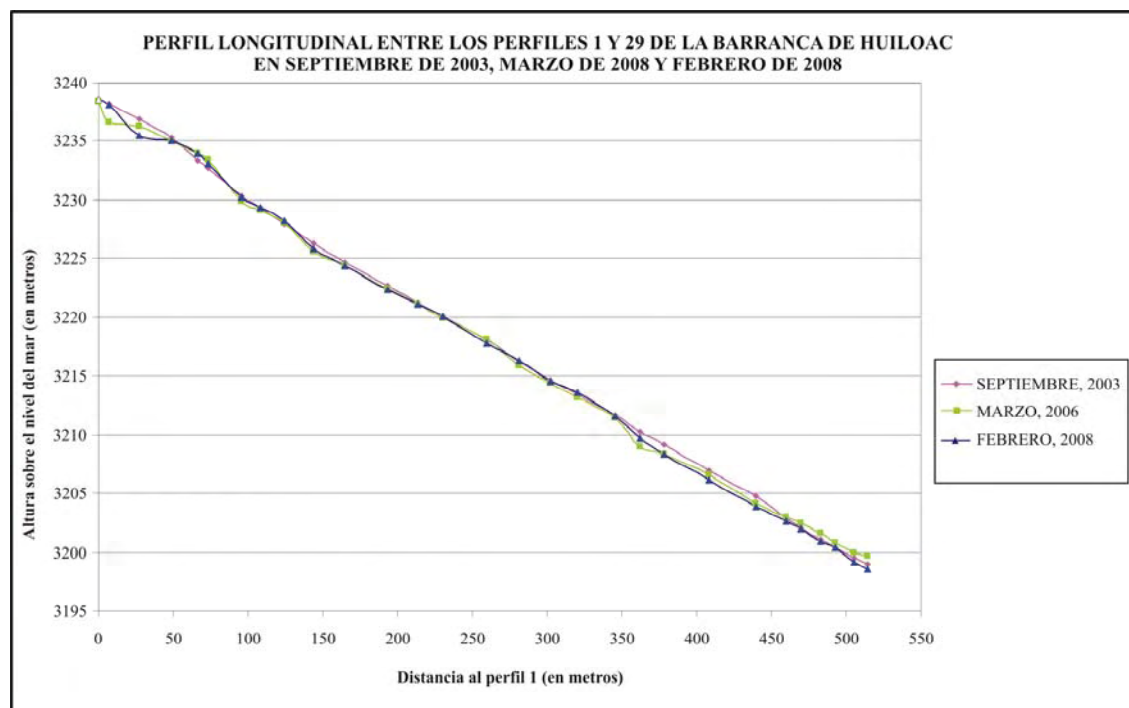


Figura 5.53. Perfiles longitudinales del tramo de estudio de la barranca Huiloac en septiembre de 2003, marzo de 2006 y febrero de 2008.

En los 6 años de observación del tramo de estudio de la barranca de Huiloac se aprecia un aumento del desnivel de 3,23 m, lo que supone un descenso del 0,63% en su perfil longitudinal.

Las máximas variaciones se producen entre los perfiles 1 y 7 y entre los perfiles 19 y 22. En especial, entre los puntos de muestreo 1 y 2 el desnivel cambia de 5,9% en 2003, a 27,3% en 2006, para presentar un 6,2% en 2008. Sin embargo, en el tramo siguiente, entre los perfiles 2 y 3, la pendiente es mucho más acusada en 2003 y 2008, con 6,5% y 12,9% respectivamente, que en 2006, cuando sólo tiene un desnivel del 1,6%.

Entre los perfiles 19 y 20 la pendiente es de 8,7% en 2003 y se incrementa hasta el 14,5% en el 2006, para disminuir al 10,6% en 2008. Aguas abajo la tendencia es al contrario: en 2003 el desnivel es mayor en entre los puntos 20 y 22 (6,4 y 7,3% en los dos tramos) que en 2006 (3,5 y 5,9%), para luego incrementarse en 2008 (8,1 y 7,6%).

TRAMO	D _i 2002 (m)	Desnivel feb-02 (m)	%	Desnivel oct-02 (m)	%	D _i 03/06 (m)	Desnivel sep-03 (m)	%	D _i 06/08 (m)	Desnivel mar-06 (m)	%	D _i 03/08 (m)	Desnivel feb-08 (m)	%
S1	6,80	1,02	15,2	1,00	14,9	6,86	0,40	5,9	6,86	1,84	27,3	6,74	0,42	6,2
S2	20,71	0,46	2,2	1,48	7,2	20,71	1,34	6,5	20,78	0,33	1,6	20,80	2,66	12,9
S3	21,36	1,02	4,8	0,43	2,0	21,36	1,55	7,3	21,33	1,33	6,2	21,34	0,38	1,8
S4	17,32	0,98	5,7	0,95	5,5	17,34	1,94	11,2	17,30	1,01	5,8	17,34	1,08	6,2
S5	13,92	1,16	8,4	0,9	6,5	7,10	0,63	8,9	7,12	0,45	6,3	7,13	0,94	13,2
S6	15,90	2,29	14,6	2,78	17,7	22,69	2,37	10,6	22,72	3,58	15,9	22,64	2,84	12,6
S7	12,78	0,85	6,7	0,72	5,6	12,79	0,99	7,8	12,79	0,80	6,3	12,79	0,87	6,8
S8	16,23	0,94	5,8	1,05	6,5	16,22	1,42	8,8	16,21	1,06	6,5	16,22	1,16	7,1
S9	19,59	2,47	12,7	2,41	12,4	19,56	1,68	8,7	19,59	2,51	12,9	19,55	2,34	12,1
S10	24,90	1,23	4,9	1,42	5,7	21,00	1,63	7,8	21,00	1,17	5,6	21,01	1,48	7,1
S11	24,61	1,88	7,7	1,8	7,3	28,50	1,93	6,8	28,50	1,95	6,9	28,50	2,02	7,1
S12	20,24	1,02	5,0	1,27	6,3	20,25	1,51	7,5	20,25	1,28	6,3	20,25	1,26	6,2
S13	16,91	0,91	5,4	1,14	6,8	16,92	1,14	6,8	16,92	1,24	7,3	16,92	1,04	6,1
S14	28,98	2,04	7,1	2,16	7,5	28,97	2,05	7,1	28,98	1,81	6,3	28,99	2,32	8,0
S15	21,72	1,92	8,9	1,89	8,7	21,73	1,75	8,1	21,71	2,21	10,2	21,69	1,41	6,5
S16	21,23	1,63	7,7	1,67	7,9	21,22	1,59	7,5	21,23	1,52	7,2	21,23	1,71	8,1
S17	18,60	1,14	6,1	1,13	6,1	18,60	1,23	6,6	18,59	1,19	6,4	18,59	1,04	5,6
S18	24,59	1,35	5,5	1,37	5,6	24,61	1,79	7,3	24,62	1,76	7,2	24,62	2,04	8,3
S19	16,96	2,14	12,7	2,2	13,1	16,95	1,46	8,7	16,96	2,44	14,5	16,91	1,79	10,6
S20	26,43	1,17	4,4	1,2	4,5	16,60	1,07	6,4	16,61	0,59	3,5	16,62	1,35	8,1
S21	20,04	1,34	6,7	1,26	6,3	29,89	2,19	7,3	29,90	1,77	5,9	29,91	2,28	7,6
S22	18,02	2,12	11,8	2,05	11,5	31,49	2,18	6,9	31,49	2,49	7,9	31,48	2,30	7,3
S23	21,91	0,84	3,8	0,72	3,3	20,10	1,87	9,3	20,07	1,15	5,7	20,10	1,22	6,1
S24	21,44	1,2	5,6	1,17	5,5	9,78	0,82	8,4	9,77	0,49	5,0	9,79	0,61	6,2
S25	13,18	0,88	6,7	0,8	6,1	13,19	0,98	7,4	13,19	0,84	6,4	13,19	1,05	7,9
S26	9,93	0,82	8,3	0,71	7,2	9,93	0,71	7,2	9,92	0,77	7,8	9,92	0,54	5,5
S27	12,71	0,87	6,9	0,99	7,8	12,75	0,86	6,8	12,76	1,73	13,6	12,72	1,24	9,8
S28	9,09	1,1	12,2	1,00	11,1	9,04	0,55	6,1	9,04	0,24	2,6	9,05	0,63	7,0
TOTAL	514,41	36,79	7,2	37,67	7,3	514,41	39,61	7,7	514,41	39,53	7,7	514,41	40,02	7,8

D_i 2002: Distancia reducida medida entre perfiles, en las campañas de 2002, en metros. **D_i 03/06:** Distancia reducida entre perfiles, media de las campañas 2003 y 2006, en metros. **D_i 06/08:** Distancia reducida entre perfiles, media de las campañas 2006 y 2008, en metros. **D_i 03/08:** Distancia reducida entre perfiles, media de las campañas 2003 y 2008, en metros.

Figura 5.54. Longitud, en metros, y desnivel, en metros y %, entre perfiles para cada fecha de estudio. Los perfiles que cambiaron de localización entre las campañas de octubre de 2002 y septiembre de 2003 (6, 11, 21, 23 y 24) aparecen en naranja, los porcentajes más elevados se resaltan en rojo y los más bajos en azul

Las cifras que han resultado de la aplicación de la metodología propuesta para el estudio de las variaciones topográficas en el cauce de la barranca de Huiloac se expresan en una serie de tablas y gráficos. En la figura 5.55 se recogen las cantidades, en m³, de los materiales erosionados y sedimentados en cada uno de los periodos de estudio. En los gráficos de las figuras 5.56, 5.57 y 5.58, se relaciona el volumen de variación con la longitud del tramo (m³/m) en cada uno de los periodos. Por último, en los gráficos de las figuras 5.59 y 5.60 se comparan las cantidades sedimentadas y erosionadas, en relación a la unidad de longitud (m) y de tiempo (mes), respectivamente, entre febrero de 2002 y febrero de 2008.

TRAMO	PERIODO DE TIEMPO							
	feb-02/oct-02		sep-03/mar-06		mar-06/feb-08		sep-03/feb-08	
	SED	ER	SED	ER	SED	ER	SED	ER
S1	0,41	4,98	4,35	4,47	2,73	11,88	2,04	12,10
S2	3,01	36,69	12,35	24,26	12,04	38,60	1,53	41,47
S3	1,87	37,09	4,85	32,72	34,04	29,57	13,52	37,20
S4	3,80	27,73	19,94	17,06	23,13	34,83	38,97	40,02
S5	5,25	21,38	24,08	3,20	1,66	14,79	19,49	10,48
S6	1,05	23,47	44,10	15,38	7,65	27,90	23,58	14,58
S7	0,75	30,40	7,28	12,51	7,48	9,88	2,21	9,90
S8	4,81	59,38	12,36	8,61	6,67	14,28	6,88	11,45
S9	3,40	32,77	18,61	14,41	7,71	38,96	10,00	37,16
S10	5,17	25,98	13,79	29,41	4,64	98,15	6,66	114,00
S11	6,38	16,55	19,52	31,87	1,72	120,98	5,82	134,67
S12	7,60	15,22	54,02	29,18	1,58	54,21	29,75	62,50
S13	4,48	11,80	54,75	33,91	5,58	50,18	42,23	65,24
S14	4,22	20,62	45,19	28,08	13,23	73,16	38,21	81,97
S15	4,25	27,46	21,07	14,46	14,33	54,29	20,07	53,12
S16	5,57	22,00	16,91	22,87	21,11	39,26	10,67	34,15
S17	13,57	37,63	7,99	22,05	41,11	15,73	26,00	13,59
S18	10,51	23,85	5,71	25,04	44,57	33,92	26,71	35,97
S19	9,11	13,76	3,72	19,13	5,35	34,15	1,67	45,29
S20	13,12	26,37	0,67	37,22	3,26	50,37	0,81	84,75
S21	5,35	15,98	3,21	74,74	3,99	110,32	0,88	178,60
S22	7,11	9,71	18,70	71,26	3,98	138,08	2,36	188,39
S23	9,75	27,51	25,01	25,83	3,00	69,33	6,82	73,95
S24	3,83	53,44	18,88	2,70	1,45	30,93	5,89	19,59
S25	2,21	24,86	41,71	2,94	1,21	67,99	3,42	30,67
S26	4,06	10,29	36,78	2,15	0,92	41,04	4,96	11,59
S27	2,89	10,69	46,03	6,13	1,74	65,10	16,83	37,76
S28	1,96	9,70	39,66	8,44	1,19	56,06	19,25	43,04
TOTAL	145,45	677,31	621,22	620,03	277,07	1.423,94	387,22	1.523,22

Figura 5.55. Cantidades estimadas de erosión y sedimentación (en m³) entre los perfiles e intervalos temporales muestreados. Nótese que los subtramos señalados en naranja no son comparables entre las campañas de 2002 y el resto, ya que modificaron su posición a partir de 2003.

Entre febrero de 2002 y octubre de 2002 todos los tramos en los que se dividió el área de estudio de la barranca Huiloac presentan valores superiores de erosión. Tan sólo se observó que en la comparación de los perfiles topográficos en el punto de muestreo 23 las secciones erosivas (superficie comprendida entre ambos perfiles, cuando la altitud disminuye entre las fechas) presentan una superficie menor que las

sedimentarias. El balance de material perdido entre ambas fechas es de $677,31 \text{ m}^3$, lo que arroja una tasa de $1,31 \text{ m}^3/\text{m}$. Los valores de sedimentación son más modestos, con una cifra absoluta de $145,45 \text{ m}^3$ y una tasa de $0,28 \text{ m}^3/\text{m}$.

El S1 presenta los valores más bajos de erosión y sedimentación ($0,73 \text{ m}^3/\text{m}$ y $0,06 \text{ m}^3/\text{m}$, respectivamente), influidos por el hecho de que en el P1 no se registraron cambios topográficos entre las dos fechas de estudio. Aguas abajo los valores de erosión y de sedimentación se distancian y, mientras que las cifras de deposición se muestran más o menos estables, en torno a $0,28 \text{ m}^3/\text{m}$; las de erosión presentan fuertes fluctuaciones. De esta forma, en los subtramos 2, 3, 8, 17 y 24 se pierden cantidades de $1,77 \text{ m}^3/\text{m}$, $1,74 \text{ m}^3/\text{m}$, $3,66 \text{ m}^3/\text{m}$, $2,02 \text{ m}^3/\text{m}$ y $2,49 \text{ m}^3/\text{m}$, respectivamente; y los valores más bajos se registran en el S22, con $0,54 \text{ m}^3/\text{m}$, y en los subtramos del 11 al 14 ($0,67$; $0,75$; $0,70$ y $0,71 \text{ m}^3/\text{m}$).

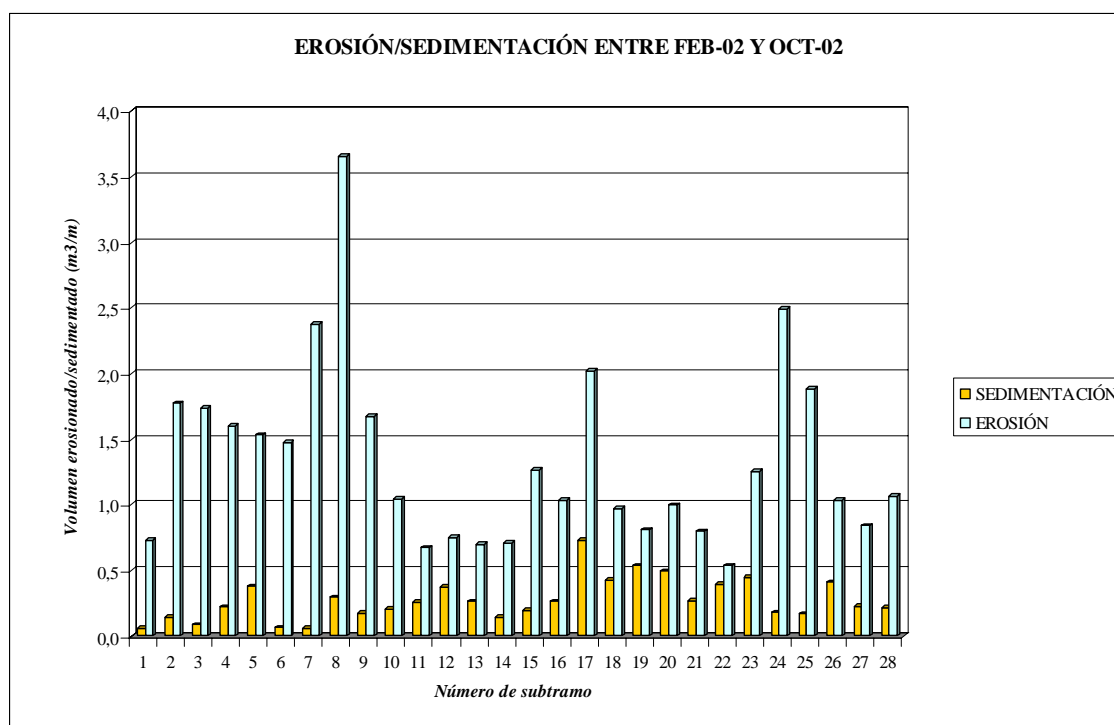


Figura 5.56. Variación de la erosión y la sedimentación (m^3/m) en el tramo de estudio de la barranca Huiloac entre febrero y octubre de 2002.

Entre septiembre de 2003 y marzo de 2006 los valores estimados de pérdidas y aumentos de volumen en el tramo de estudio de la barranca de Huiloac resultan muy similares, con $620,03 \text{ m}^3$ y $621,22 \text{ m}^3$, respectivamente. Esto indica tasas de erosión y sedimentación de $1,20 \text{ m}^3/\text{m}$. Pero estos valores totales no suponen una distribución uniforme de las variaciones, sino que esconden importantes fluctuaciones a lo largo del recorrido del cauce. Se pueden observar tres sectores donde predominan claramente las variaciones positivas de volumen (S4-S6, S12-S15 y S24-S29), y otros dos en los que son mayores las cantidades erosionadas (S2-S3 y S16-S22). En el resto del trayecto, la diferencia entre erosión y sedimentación es muy pequeña.

La erosión y la sedimentación producidas en el S1 presentan valores similares ($0,66 \text{ m}^3/\text{m}$ para la erosión y $0,65 \text{ m}^3/\text{m}$ para la sedimentación), pero aguas abajo aumenta la erosión y disminuye la sedimentación hasta el S3 con $1,54 \text{ m}^3/\text{m}$ erosionados, frente a $0,23 \text{ m}^3/\text{m}$ sedimentados. Después los valores se invierten y en el S5 la sedimentación alcanza $3,40 \text{ m}^3/\text{m}$, frente a una cantidad erosionada de $0,45 \text{ m}^3/\text{m}$. Entre

los perfiles 6 y 12 las cantidades erosionadas y depositadas oscilan ligeramente sin presentar picos destacados. Después, ambas cantidades aumentan y en el S13 se estima que se erosionan $2,01 \text{ m}^3/\text{m}$ y se depositan $3,24 \text{ m}^3/\text{m}$. A partir de aquí hasta el S23 los valores de erosión disminuyen ligeramente en los dos subtramos siguientes, para luego incrementarse y alcanzar el valor máximo registrado en el sector de estudio, en el S21 con $2,51 \text{ m}^3/\text{m}$. Por el contrario, las cantidades sedimentadas son cada vez menores hasta el S20, donde tan sólo se registran $0,04 \text{ m}^3/\text{m}$. Aguas debajo de los subtramos 20 y 21, las cantidades de material perdido y depositado tienden a igualarse, de forma que en el S23 alcanzan las cifras de $0,29 \text{ m}^3/\text{m}$ y $0,25 \text{ m}^3/\text{m}$, respectivamente. Desde aquí hasta el punto más bajo del estudio (perfil 1) el cauce se rellena con cantidades cada vez mayores de material, hasta alcanzar una tasa de $4,39 \text{ m}^3/\text{m}$ en el S28. Por su parte, la erosión presenta valores bajos entre los perfiles 24 y 28 ($0,28 \text{ m}^3/\text{m}$ a $0,48 \text{ m}^3/\text{m}$) y un pequeño aumento en el S28 ($0,94 \text{ m}^3/\text{m}$).

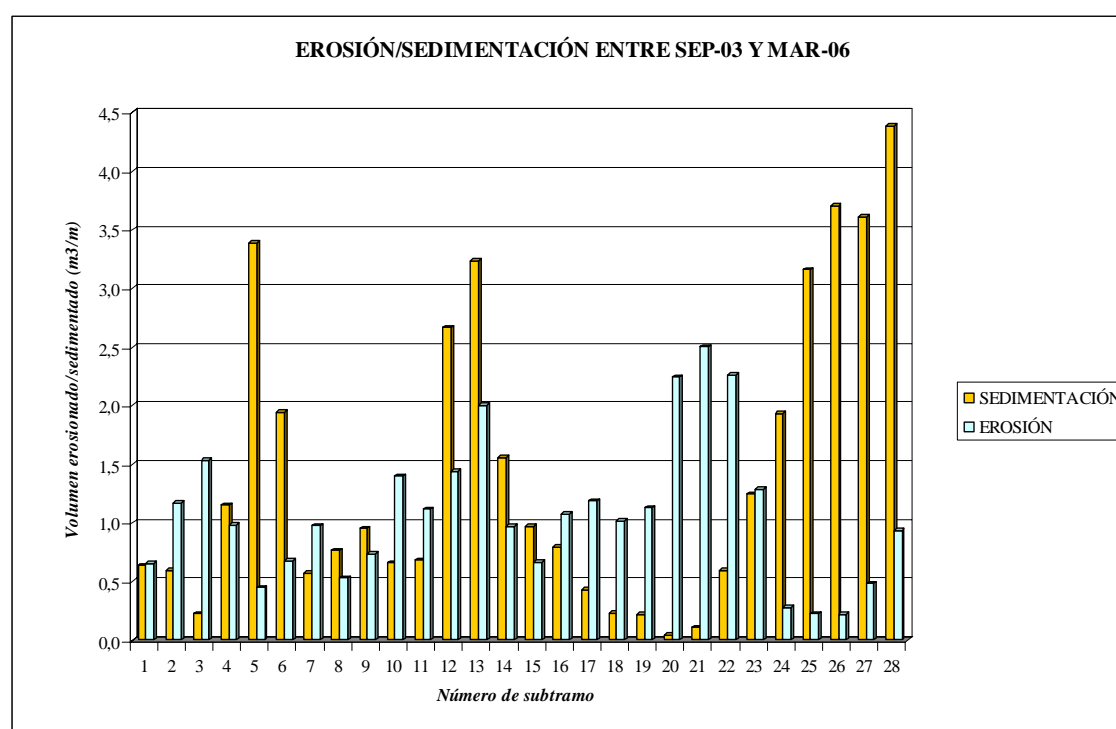


Figura 5.57. Variación de la erosión y la sedimentación (m^3/m) en el tramo de estudio de la barranca Huiloac entre septiembre de 2003 y marzo de 2006.

Entre marzo de 2006 y febrero de 2008 se registran las cantidades erosionadas más elevadas ($1.423,94 \text{ m}^3$), lo que supone una tasa de $2,75 \text{ m}^3/\text{m}$. Suponiendo una erosión uniforme a lo largo del tiempo, el tramo considerado de la barranca de Huiloac habría perdido $61,91 \text{ m}^3$ de material al mes. Por otra parte, la sedimentación fue de $277,07 \text{ m}^3$, lo que equivale a una tasa de $0,54 \text{ m}^3/\text{m}$ y a una sedimentación mensual en todo el tramo de $12,05 \text{ m}^3$.

En cuanto a la distribución a lo largo del espacio considerado, se pueden observar dos trayectos de mayor longitud en los que dominan valores elevados de erosión (S4-S16 y S19-S29), separados por intervalos más cortos, en los que domina ligeramente la sedimentación. También el espacio integrado por S1 y S2 presenta valores superiores de erosión, aunque no suponen un máximo.

Entre los perfiles 1 y 17 domina la erosión, excepto en el S3 donde la sedimentación presenta una tasa de $1,60 \text{ m}^3/\text{m}$, frente a $1,39 \text{ m}^3/\text{m}$ de erosión. En este

intervalo las cantidades erosionadas presentan dos máximos en los subtramos 5 (2,09 m³/m) y 10 (4,68 m³/m); y un mínimo de 0,22 m³/m en el S7. Los valores de sedimentación tienen sus máximos en los subtramos 3 (1,60 m³/m) y 7 (0,59 m³/m), para luego descender hasta la cifra de 0,06 m³/m en el S11. Desde aquí aguas abajo, la sedimentación aumenta ligeramente hasta el perfil 17.

Entre los perfiles 17 y 19 hay un cambio en la tendencia y la sedimentación supera a la erosión (2,22 m³/m sedimentados en el S17, frente a 0,85 m³/m erosionados. Desde el perfil 17 al 29 la sedimentación registra valores uniformes muy bajos tanto en cifras absolutas (<5,35 m³) como relativas (<0,32 m³/m); mientras que las cantidades erosionadas van aumentando aguas abajo (desde 2,03 m³/m en el S19, hasta 6,21 m³/m en el S28).

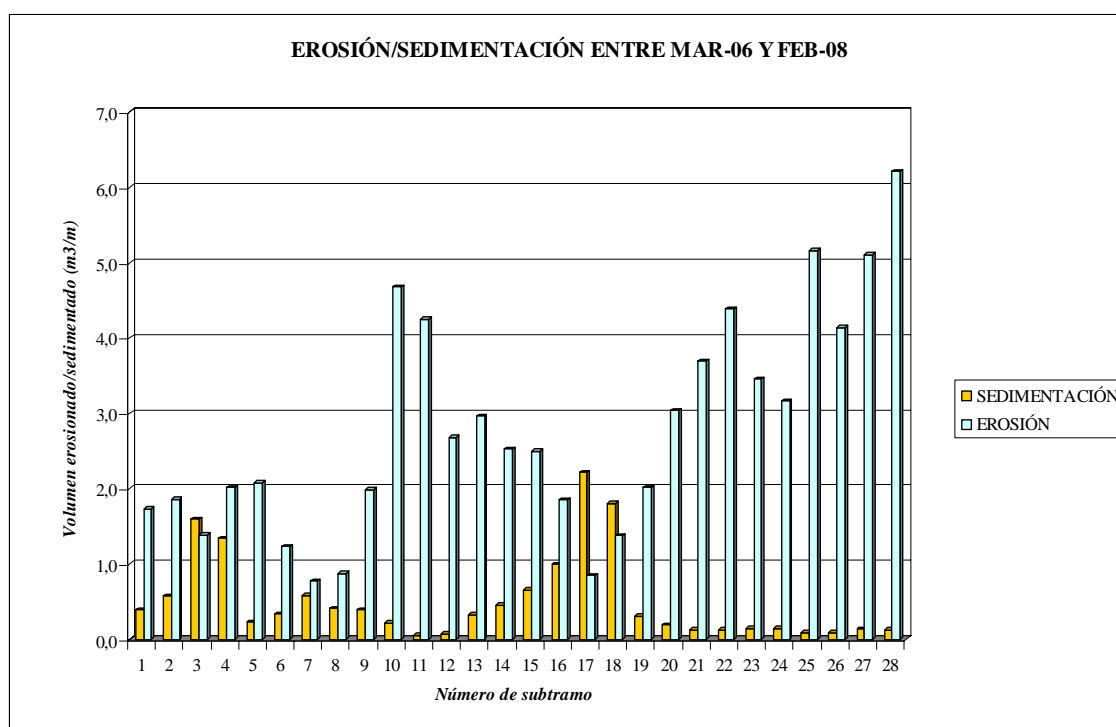


Figura 5.58. Variación de la erosión y la sedimentación (m³/m) en el tramo de estudio de la barranca Huiloac entre marzo de 2006 y febrero de 2008.

Entre septiembre de 2003 y febrero de 2008 se pierde un total de 1.523,22 m³ de material en el tramo de estudio de la barranca de Huiloac, y se registra un aporte de 387,22 m³. En conjunto, la tasa de erosión fue de 2,95 m³/m, mientras que la de sedimentación fue de 0,75 m³/m. Las variaciones negativas de volumen son superiores a la deposición en todos los subtramos excepto en el S5, el S6 y el S17, donde la variación positiva es ligeramente superior.

Desde el punto más elevado hasta el P5, las tasas de erosión se mantienen en torno a 2 m³/m, mientras que los valores de sedimentación experimentan un incremento desde 0,30 m³/m en el S1 hasta 2,74 m³/m en el S5, el valor más elevado de deposición estimado. Aguas abajo, las cantidades sedimentadas experimentan oscilaciones con dos máximos en el S13 (2,50 m³/m) y en el S17 (1,40 m³/m), hasta alcanzar su valor más bajo en el S21 (0,03 m³/m). Desde aquí hasta el último perfil, la sedimentación tiende a aumentar hasta alcanzar los 2,13 m³/m en el S28.

La amplitud que presentan las tasas de erosión es mucho mayor a lo largo de trayecto de estudio. El valor máximo se estima para el S22, con una cifra absoluta de

188,39 m³ y una tasa de 5,98 m³/m, que disminuye ligeramente aguas arriba (en el S21 se estima una tasa de 5,97 m³/m). Otros dos picos de erosión se localizan en el S10 (5,43 m³/m) y en el S28 (4,76 m³/m). Por el contrario el valor más bajo de erosión se registra en el S6 (0,64 m³/m), con mínimos secundarios en S17 (0,73 m³/m) y S26 (1,17 m³/m).

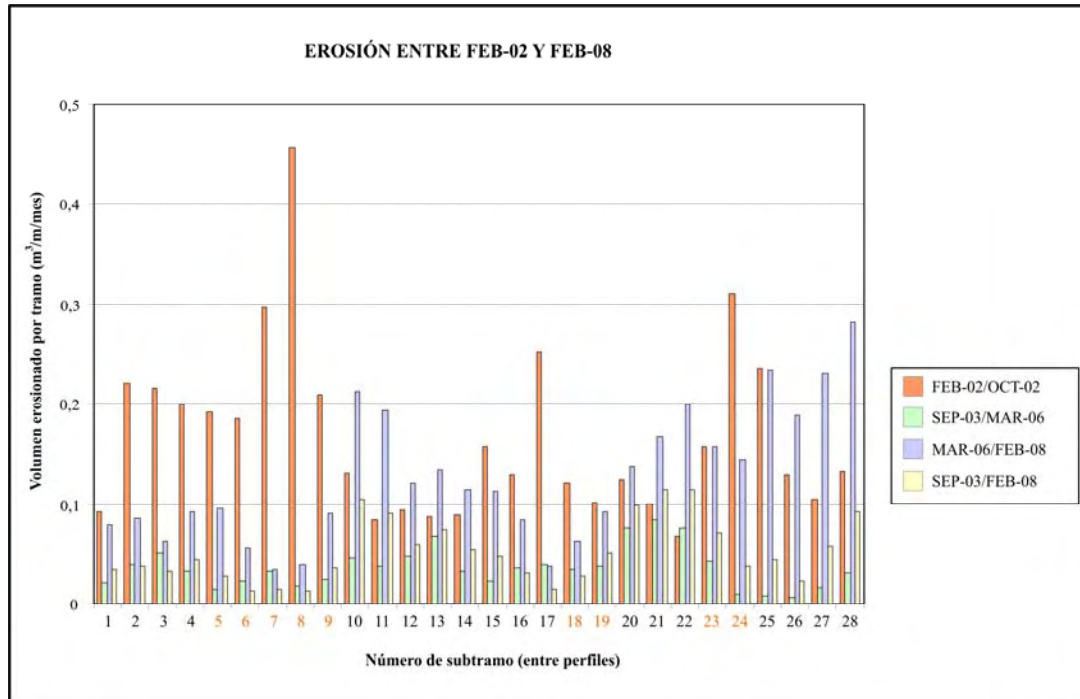


Figura 5.59. Variación de las tasas de erosión (m³/m/mes) en el tramo de estudio de la barranca Huiloac entre las fechas de estudio. En naranja se señalan los subtramos enmarcados por los perfiles que variaron de localización entre octubre de 2002 y septiembre de 2003.

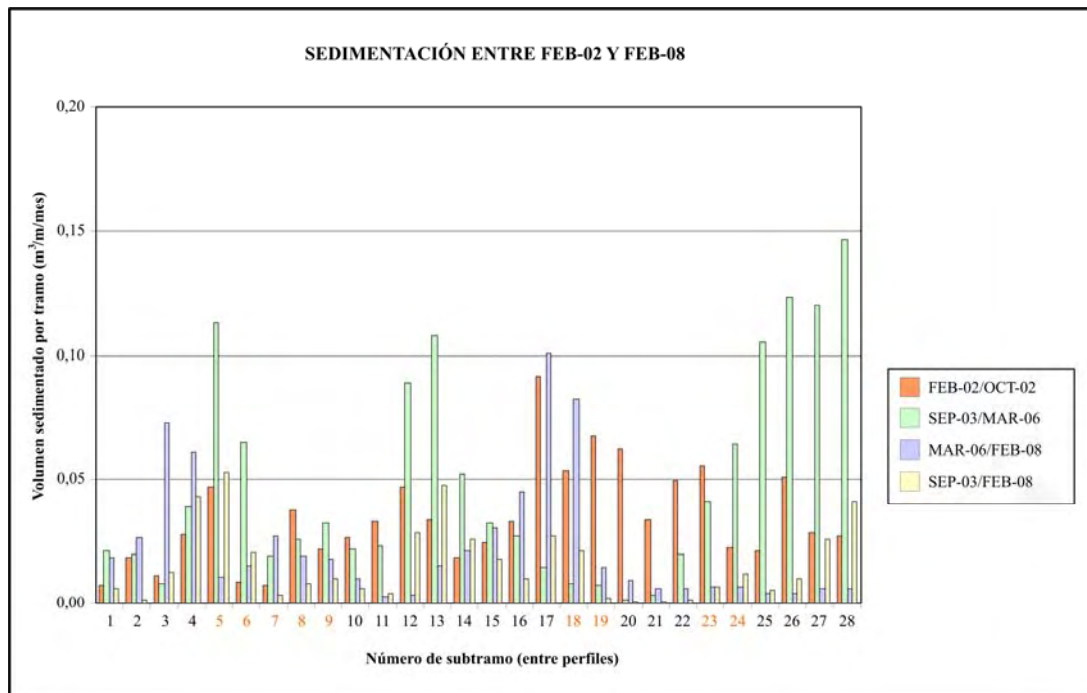


Figura 5.60. Variación de las tasas de sedimentación (m³/m/mes) en el tramo de estudio de la barranca Huiloac entre las fechas de estudio. En naranja se señalan los subtramos enmarcados por los perfiles que variaron de localización entre octubre de 2002 y septiembre de 2003.

La comparación de los MDE (Figura 5.62) generados con los datos recogidos en septiembre de 2003 y los tomados en febrero de 2008 ofrece unos resultados globales de 1.278,97 m³ de pérdidas y de 573,09 m³ de aumento de volumen.

Si se comparan los resultados de erosión y sedimentación obtenidos a partir de la comparación de perfiles contiguos, con los conseguidos en la resta de MDE (Figura 5.61), se observa que la cifra del volumen de las pérdidas estimado mediante el primer método (1.523,22 m³) es superior a la conseguida en la comparación de modelos. Por el contrario, el volumen estimado de erosión a partir de los datos topográficos de los perfiles (387,22 m³) es inferior a la derivada de la diferencia de modelos.

TRAMO	MÉTODO: PERFILES		MÉTODO: RESTA MDE		DIFERENCIA	
	ERO	SED	ERO	SED	ERO	SED
S1	12,10	2,04	4,53	9,71	7,57	-7,67
S2	41,47	1,53	31,35	19,01	10,12	-17,48
S3	37,20	13,52	20,01	11,83	17,19	1,69
S4	40,02	38,97	18,56	38,04	21,46	0,93
S5	10,48	19,49	24,46	24,12	-13,98	-4,63
S6	14,58	23,58	43,11	29,77	-28,53	-6,19
S7	9,90	2,21	14,34	7,80	-4,44	-5,59
S8	11,45	6,88	9,21	28,46	2,24	-21,58
S9	37,16	10,00	21,91	30,54	15,25	-20,54
S10	114,00	6,66	83,86	6,17	30,14	0,49
S11	134,67	5,82	66,72	22,63	67,95	-16,81
S12	62,50	29,75	31,03	33,37	31,47	-3,62
S13	65,24	42,23	30,81	41,24	34,43	0,99
S14	81,97	38,21	78,12	29,09	3,85	9,12
S15	53,12	20,07	45,87	28,31	7,25	-8,24
S16	34,15	10,67	31,38	19,10	2,77	-8,43
S17	13,59	26,00	9,51	18,04	4,08	7,96
S18	35,97	26,71	35,18	75,57	0,79	-48,86
S19	45,29	1,67	33,75	7,96	11,54	-6,29
S20	84,75	0,81	85,60	6,85	-0,85	-6,04
S21	178,60	0,88	144,19	7,16	34,41	-6,28
S22	188,39	2,36	173,32	7,08	15,07	-4,72
S23	73,95	6,82	93,91	8,88	-19,96	-2,06
S24	19,59	5,89	34,58	1,85	-14,99	4,04
S25	30,67	3,42	24,79	6,45	5,88	-3,03
S26	11,59	4,96	11,03	7,81	0,56	-2,85
S27	37,76	16,83	35,75	22,88	2,01	-6,05
S28	43,04	19,25	42,12	23,37	0,92	-4,12
TOTAL	1.523,22	387,22	1.278,97	573,09	244,25	-185,87

Figura 5.61. Diferencia por tramo de las estimaciones de erosión y sedimentación entre septiembre de 2003 y febrero de 2008. Los valores de erosión y sedimentación están en m³.

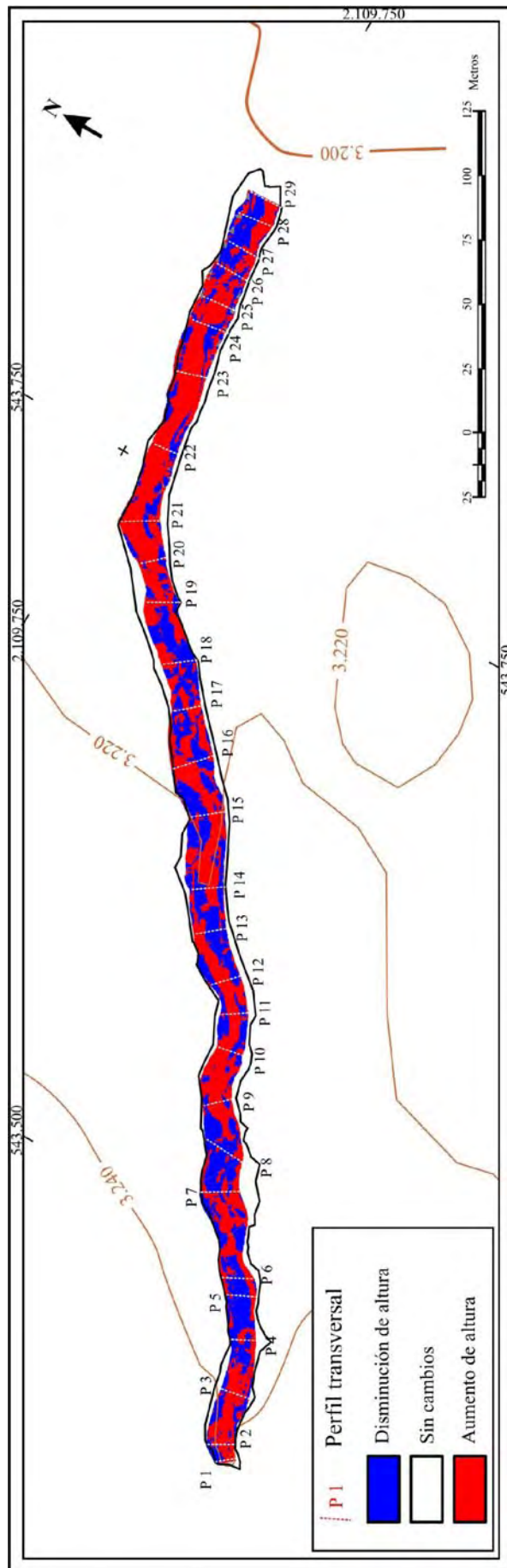


Figura 5.62. Resultado de la resta de los MDE de febrero de 2003 y febrero de 2008, en el tramo de estudio de la barranca de Huiloac. Las áreas en las que se produce erosión aparecen en azul y en las que se sedimenta material, en rojo.

3.2.- Variaciones geomorfológicas en la barranca de Huiloac

Como primera aproximación a la evolución morfológica de la barranca se pueden analizar las variaciones de superficie que presentan las distintas formas cartografiadas en las seis fechas de estudio (Figuras 5.63 y 5.64).

FORMA	Febrero-2002		Octubre-2002		Septiemb-2003		Febrero-2004		Marzo-2006		Febrero-2008	
	m ²	%	m ²	%	m ²	%	m ²	%	m ²	%	m ²	%
A1.	352,4	4,4	352,4	4,4	352,4	4,4	352,4	4,4	352,4	4,4	352,4	4,4
A2.	1.015,0	12,7	1.014,3	12,7	1.013,8	12,7	1.007,4	12,6	1.007,3	12,6	956,9	12,0
A3.	3.283,6	41,2	3.165,1	39,7	3.005,8	37,7	2.697,2	33,9	2.572,7	32,3	2.035,5	25,6
A4.	672,1	8,4	478,5	6,0	339,7	4,3	245,5	3,1	129,2	1,6	141,4	1,8
B1.	384,1	4,8	287,9	3,6	220,1	2,8	986,5	12,4	1.287,4	16,2	868,0	10,9
B2.	253,9	3,2	855,7	10,7	311,4	3,9	521,6	6,5	715,5	9,0	583,6	7,3
C1.	1.829,2	23,0	1.670,5	21,0	2.606,2	32,7	2.047,6	25,7	1.809,3	22,7	2.748,3	34,5
D1.	133,5	1,7	97,5	1,2	66,8	0,8	47,7	0,6	41,1	0,5	165,9	2,1
E1.	41,7	0,5	43,5	0,5	49,3	0,6	59,7	0,7	50,5	0,6	113,4	1,4
TOTAL	7.965,5	100	7.965,5	100	7.965,5	100	7.965,5	100	7.965,5	100	7.965,5	100

Figura 5.63. Superficie (en m² y %) ocupada por cada forma en cada una de las fechas de estudio, en el tramo elegido en la barranca de Huiloac.

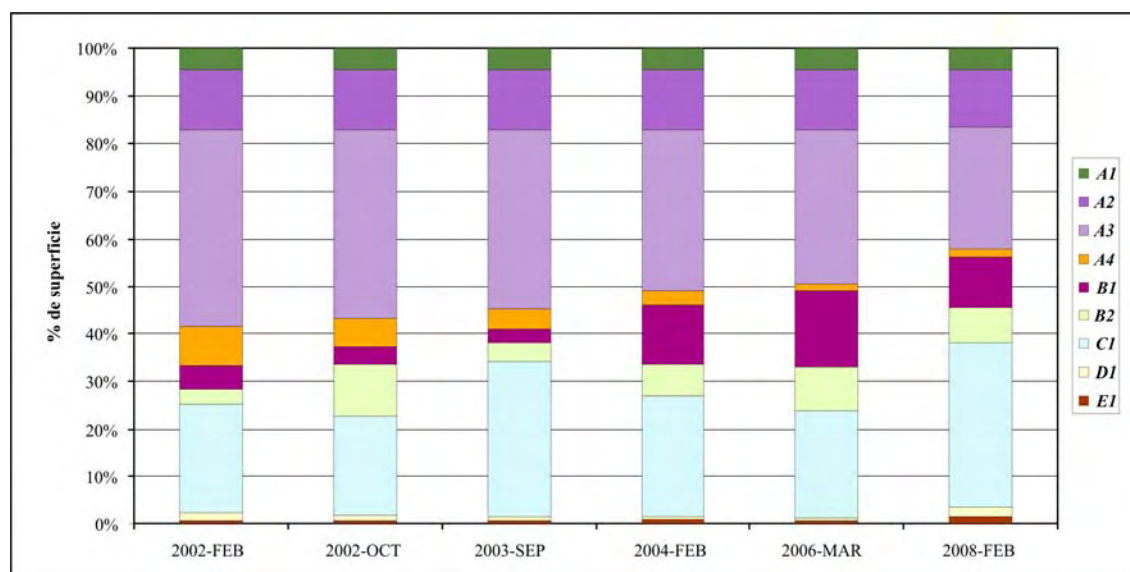


Figura 5.64. Comparación de la superficie (en %) ocupada por cada una de las formas en las fechas de estudio.

En las figuras 5.63 y 5.64 se aprecia que las formas más estables en cuanto a superficie ocupada son los surcos (A1) y las crestas de los *levées* (A2). Los cambios más significativos que se observan en la variación de la superficie ocupada por las distintas formas son los experimentados por las laderas (A3 y A4) y por el lecho fluvial (C1). En especial, destaca la disminución de presencia de las laderas superiores (A3), que pasan de constituir el 41,2% de la superficie total en febrero de 2002, al 25,6% en febrero de 2008. Las laderas inferiores (A4) también sufren pérdidas y así, disponen del 4,8% de la superficie en el año de inicio, mientras que seis años después sólo ocupan el 1,8%. Incluso se observa una ligera disminución en las crestas (A2), reconocidas como el elemento más estable, entre las dos últimas fechas consideradas. Se aprecia que la reducción de las laderas superiores es constante entre febrero de 2002 y septiembre de

2003, cuando se pierde una superficie de 14,81 m²/mes. Entre septiembre de 2003 y febrero de 2004, el retroceso de la ladera es mucho más rápido y pierde 61,74 m²/mes. En el siguiente intervalo considerado se frena la disminución (4,98 m²/mes), para superar los valores iniciales en el último periodo (23,36 m²/mes).

Este acortamiento de las laderas sucede paralelo a un ensanchamiento del fondo de la barranca, ocupado por el lecho fluvial (*C1*) y las formas constituidas por depósitos laháricos recientes - terrazas (*B1*) y bancos (*B2*)-. En conjunto, estas tres formas pasan de ocupar el 31,0% de la superficie en febrero de 2002, al 52,7% en febrero de 2008. El lecho fluvial aumenta considerablemente su extensión desde la fecha de inicio hasta septiembre de 2003 (23,0%, 21,0% y 32,7% en las tres fechas respectivas), mientras que las terrazas laháricas tienen escasa representación y se reducen con el tiempo (4,8%, 3,6% y 2,8%). Sin embargo, a partir de septiembre de 2003 la tendencia se invierte y el fondo fluvial se reduce a favor de las terrazas laháricas y de los bancos fluvio-laháricos, de manera que en las dos fechas de muestreo siguientes el lecho ocupa el 25,7% y 22,7% de la superficie de la barranca respectivamente, y las nuevas formas se incrementan hasta alcanzar el 18,9% y el 25,2%, conjuntamente. Por último, en febrero de 2008 el fondo fluvial ocupa la extensión mayor en los seis años de estudio (41,8% del total), mientras que las terrazas y los bancos experimentan una reducción hasta el 18,2%.

Para estudiar las variaciones morfológicas en periodos de tiempo similares, se han comparado las superficies ocupadas por cada una de las formas cartografiadas en las campañas de febrero de 2002, febrero de 2004, marzo de 2006 y febrero de 2008 (Figura 5.65).

FORMAS	Feb-02 feb-04	feb-04 mar-06	mar-06 feb-08
<i>A1. Surco</i>	0,00	0,00	0,00
<i>A2. Cresta de levée</i>	-0,32	0,00	-2,19
<i>A3: Ladera superior</i>	-24,44	-4,98	-23,36
<i>A4. Ladera inferior</i>	-17,77	-4,65	0,53
<i>B1. Terraza lahárica</i>	25,10	12,04	-18,23
<i>B2. Banco fluvio-lahárico</i>	11,15	7,76	-5,73
<i>C1. Lecho fluvial</i>	9,10	-9,53	40,83
<i>D1. Depósito de ladera</i>	-3,58	-0,26	5,43
<i>E1. Bloque</i>	0,75	-0,37	2,73

Figura 5.65. Tasas de variación de superficie (m²/mes) de las distintas formas consideradas en la barranca de Huiloac en periodos de tiempo similares.

Con el análisis de estos datos, se puede indicar que la morfodinámica actuante entre febrero de 2002 y febrero de 2008 en este tramo de la barranca de Huiloac ha tendido al ensanchamiento del lecho y al retroceso de las laderas, con el consiguiente aumento de la pendiente de las mismas. Dentro de esta línea general, se observa que las laderas retroceden a un ritmo similar en los periodos de 2002-04 y 2006-08, mientras que en los dos años intermedios se ralentizó el proceso (Figura 5.65). Por su parte, las formas que ocupan el fondo (lecho, bancos fluvio-laháricos y terrazas laháricas) aumentaron su superficie en 45,36 m²/mes en el primer periodo; en 10,26 m²/mes, en el segundo y en 16,86 m²/mes, entre 2006 y 2008. El lecho tiende a incrementar su superficie durante el primer y tercer bienio, especialmente en este último (40,83 m²/mes), y por el contrario retrocede entre 2004 y 2006 (-9,53 m²/mes). El incremento de superficie de las terrazas y bancos fue mayor en los dos primeros años (36,25

m²/mes), que en el bienio siguiente (19,80 m²/mes), para luego comenzar a disminuir a partir de 2006 a razón de -23,96 m²/mes.

El análisis espacial realizado a partir de las 6 cartografías geomorfológicas realizadas entre febrero de 2002 y febrero de 2008 (Figura 5.66) ofrece una combinación de modificaciones que se pueden cuantificar según la superficie planimétrica a la que afectan. Así, entre 2002 y 2008 (Figuras 5.67 y 5.68) el 37,34% de la extensión de la barranca de Huiloac experimenta variaciones morfológicas. Las modificaciones del 62,84% del área con cambios (23,37% del área total) afectan a las laderas formadas sobre los depósitos laháricos de 1997 y 2001. Tan sólo el 2,01% de la superficie de las laderas (99,69 m²) es atacada por la erosión, pero se sigue manteniendo como ladera lahárica (A4), mientras que el 36,21% es sustituido por otras formas. Las laderas retroceden principalmente a favor del lecho fluvial (12,78% de la superficie total) y de las formas labradas en depósitos laháricos posteriores a enero de 2001 (8,82% de la superficie total).

Por lo tanto, en la medida en que retroceden las laderas laháricas ceden espacio a las formas que se desarrollan en el fondo del canal: lecho fluvial, bancos fluvio-laháricos y terrazas laháricas. Pero se observa que tanto bancos fluvio-laháricos como terrazas laháricas, muestran una gran variabilidad espacial, ya que sólo mantienen el 20,98% y el 27,19%, respectivamente, de sus superficies originales, mientras que la superficie que ocupan en 2008 duplica a la que tenían en 2002 (Figura 5.63). Esto se debe a que, si bien el 70% de su área desaparece por acción fluvial (5,46% del total), invaden espacios cedidos por las laderas (702,21 m², 8,82% del total) y por el propio lecho (557,42 m², 7,00% del total).

El lecho fluvial también incrementa su presencia espacial en la barranca, aunque en un porcentaje menor respecto de la superficie que tenía en febrero de 2002 (50,25%) que los bancos y terrazas laháricos (127,56%). Un 70,84% de la superficie cartografiada como lecho en febrero de 2002 mantiene esta denominación en 2008 (Figura 5.68), mientras que el resto viene a ser ocupado por las nuevas formas laháricas (terrazas y bancos). El nuevo lecho fluvial se extiende a expensas del espacio cedido por el retroceso de las laderas, de forma que el 35,78% de la superficie ocupada por el lecho en febrero de 2008 pertenecía en la fecha inicial a los depósitos de los lahares de 1997 y 2001.

Las formas menos afectadas por los cambios geomorfológicos son las laderas internas de la barranca constituidas por depósitos de los lahares de 1997 y 2001. El 61,54% de la barranca que no ha experimentado cambios (38,56% del total) (Figura 5.67) está cubierto por estas formas (A2, A3 y A4). En especial, las crestas son las formas más estables, ya que el 94,85% de la superficie que presentaban en febrero de 2002 se mantienen en febrero de 2008. Las laderas superiores (A3) conservan el 61,66% de la superficie inicial, mientras que las más afectadas son las laderas inferiores (A4), que sólo mantienen el 12,48% de la extensión original (Figura 5.66). Por otra parte, el 26,28% de la superficie sin alterar pertenece al lecho fluvial, que tan sólo cede a otras formas el 29,16% de su superficie inicial.

Mención especial merecen las terrazas laháricas (B1) de las que tan sólo permanece en 2008 el 27,19% de la superficie cubierta en 2002 (Figura 5.68).

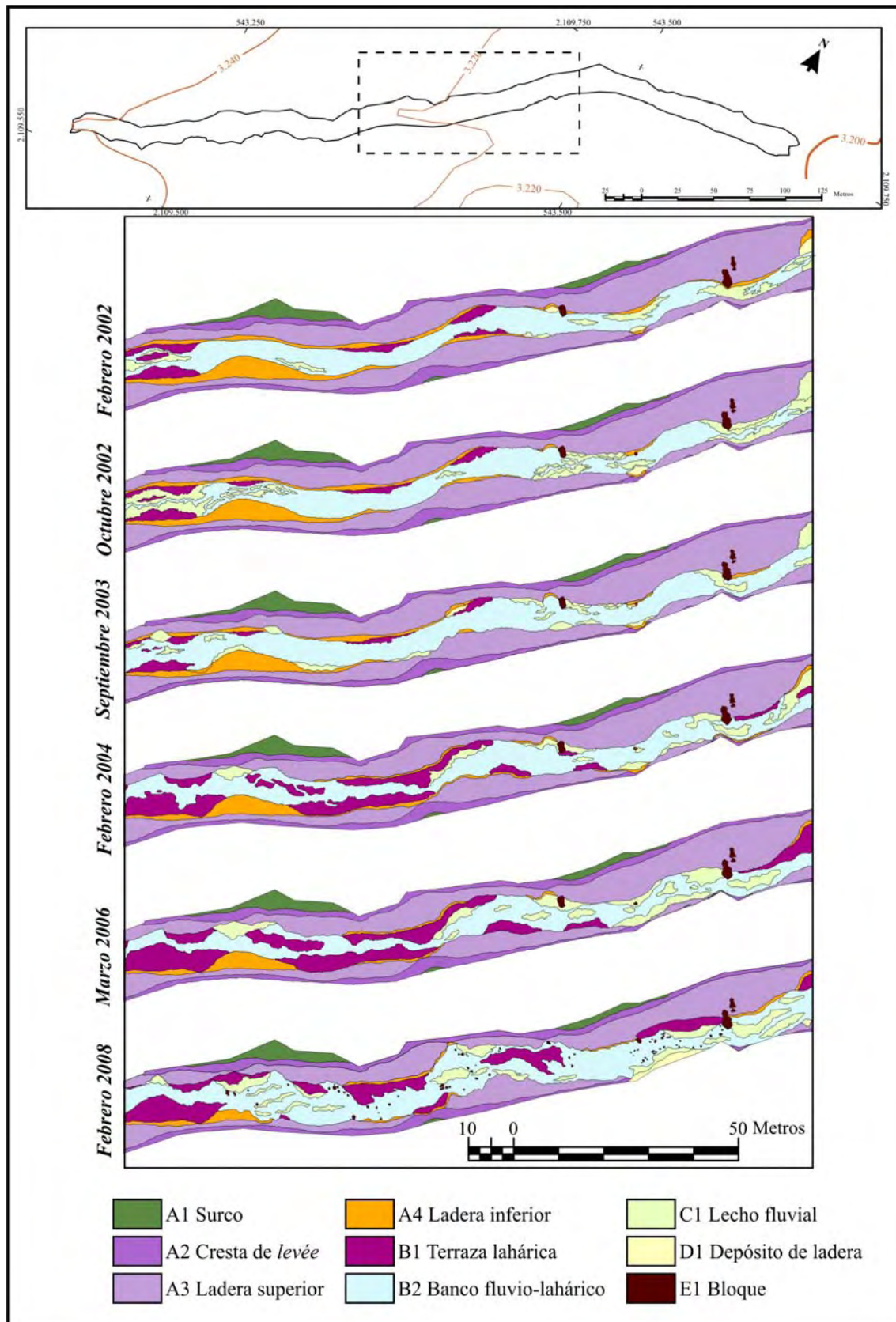


Figura 5.66. Mapas geomorfológicos de la barranca de Huiloac para las fechas de estudio: febrero de 2002, octubre de 2002, septiembre de 2003, febrero de 2004, marzo de 2006 y febrero de 2008.

SIN CAMBIOS / TIPO DE MODIFICACIÓN	Feb2002-Feb2008			
	m ²	% total	% sin cambios	% con cambios
0: Surco	352,44	4,42	7,06	
1: Sin cambios en las laderas laháricas	3.071,63	38,56	61,54	
2: Sin cambios en las terrazas laháricas	104,96	1,32	2,10	
3: Sin cambios en los bancos fluvio-laháricos	53,28	0,67	1,07	
4: Sin cambios en el lecho fluvial	1.311,53	16,47	26,28	
5: Sin cambios en los depósitos de ladera	80,01	1,00	1,60	
6: Bloques estables	17,05	0,21	0,34	
7. Erosión en las laderas laháricas	99,69	1,25		3,35
8. Sedimentación de terrazas laháricas	768,78	9,65		25,84
8.1.- Sedimentación de terraza/retroceso de laderas	501,66	6,30		16,86
8.2.- Sedimentación de terraza/bancos o lecho fluvial.	255,10	3,20		8,58
8.3.- Sedimentación de terraza/depósitos de ladera	12,02	0,15		0,40
9. Sedimentación fluvio-lahárica	516,50	6,48		17,36
9.1.- Sedimentación fluvio-lahárica/retroceso de laderas	200,55	2,52		6,74
9.2.- Sedimentación fluvio-lahárica/lecho fluvial	302,32	3,80		10,16
9.3.- Sedimentación fluvio-lahárica/ depósitos de ladera	13,63	0,17		0,46
10: Acción fluvial	1.480,76	18,59		49,78
10.1. Acción fluvial /retroceso de las laderas	1.018,30	12,78		34,23
10.2. Acción fluvial/desaparición de terrazas y bancos	435,19	5,46		14,63
10.3. Acción fluvial / depósitos de ladera	27,27	0,34		0,92
11. Erosión de terrazas laháricas	21,38	0,27		0,72
12. Erosión de depósitos de ladera	0,61	0,01		0,02
13. Sedimentación de depósitos de ladera	86,87	1,09		2,92
SIN CAMBIOS	4.990,90	62,66	100	
CAMBIOS	2.974,59	37,34		100
TOTAL	7.965,49	100		

Figura 5.67. Superficies de la barranca de Huiloac afectadas por los distintos procesos geomorfológicos entre febrero de 2002 y febrero de 2008.

		FEBRERO 2008						
FORMAS		A2	A3	A4	B1	B2	C1	D1
FEBRERO 2002	A2. Cresta de levée	94,85	0,00	0,91	0,74	0,20	1,89	1,40
	A3: Ladera superior		61,66	2,75	9,48	3,81	20,59	1,71
	A4. Ladera inferior			12,48	27,19	10,94	48,04	1,34
	B1. Terraza lahárica			0,64	27,19	4,90	67,27	0,00
	B2. Banco fluvio-lahárico				9,81	20,98	69,12	0,09
	C1. Lecho fluvial				12,43	16,33	70,84	0,39
	D1. Depósito de ladera			0,46	9,00	10,21	20,42	59,92

Figura 5.68. Matriz de variaciones morfológicas que muestra la superficie (en %) inicial de cada forma en febrero de 2002 que se ha mantenido o convertido a otra en febrero de 2008. Los Surcos (A1) conservan su superficie en todo el tiempo del estudio (352,44 m², 4,42% de total). Se han considerado únicamente los bloques estables (E1) que suponen sólo el 0,21% de la superficie total (17,05 m²). Los colores se corresponden con el tipo de modificación señalado en la figura 5.67.

Si se analizan las modificaciones en los tres periodos de tiempo con una duración similar (Figura 5.69), se observa que los procesos geomorfológicos afectan a mayor superficie en el primero y el último de los lapsos considerados (28,13% y 31,12% respectivamente), que en el intermedio, cuando tan sólo se modifica el 19,21% de la superficie.

SIN CAMBIOS / TIPO DE MODIFICACIÓN	Feb2002-Feb2004		Feb2004-Mar2006		Mar2006-Feb2008	
	m ²	%	m ²	%	m ²	%
0: Surco	352,44	4,42	352,44	4,42	352,44	4,42
1: Sin cambios en las laderas laháricas	3.774,07	47,38	3.665,06	46,01	3.052,26	38,32
2: Sin cambios en las terrazas laháricas	211,78	2,66	730,41	9,17	480,88	6,04
3: Sin cambios en los bancos fluvio-laháricos	52,69	0,66	211,33	2,65	130,53	1,64
4: Sin cambios en el lecho fluvial	1.249,58	15,69	1.392,39	17,48	1.409,09	17,69
5: Sin cambios en los depósitos de ladera	46,75	0,59	41,01	0,51	40,51	0,51
6: Bloques estables	37,09	0,47	42,84	0,54	21,00	0,26
7. Erosión en las laderas laháricas	177,85	2,23	7,17	0,09	73,96	0,93
8. Sedimentación de terrazas laháricas	779,86	9,79	562,59	7,06	418,36	5,25
8.1.- Sedimentación de terraza/retroceso de laderas	305,80	3,84	123,28	1,55	79,23	0,99
8.2.- Sedimentación de terraza/bancos o lecho fluvial.	471,41	5,92	439,31	5,52	339,13	4,26
8.3.- Sedimentación de terraza/depósitos de ladera	2,65	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
9. Sedimentación fluvio-lahárica	424,91	5,33	454,70	5,71	328,35	4,12
9.1.- Sedimentación fluvio-lahárica/retroceso de laderas	236,28	2,97	87,52	1,10	58,40	0,73
9.2.- Sedimentación fluvio-lahárica/lecho fluvial	155,18	1,95	367,18	4,61	269,96	3,39
9.3.- Sedimentación fluvio-lahárica/ depósitos de ladera	33,44	0,42	0,00	0,00	0,00	0,00
10: Acción fluvial	807,84	10,14	429,02	5,39	1.359,20	17,06
10.1. Acción fluvial /retroceso de las laderas	476,45	5,98	67,54	0,85	385,64	4,84
10.2. Acción fluvial/desaparición de terrazas y bancos	281,33	3,53	355,14	4,46	973,56	12,22
10.3. Acción fluvial / depósitos de ladera	50,06	0,63	6,34	0,08	0,00	0,00
11. Erosión de terrazas laháricas	49,04	0,62	76,09	0,96	172,89	2,17
12. Erosión de depósitos de ladera	0,64	0,01	0,34	0,00	0,61	0,01
13. Sedimentación de depósitos de ladera	0,94	0,01	0,11	0,00	125,42	1,57
SIN CAMBIOS	5.724,41	71,87	6.435,48	80,79	5.486,70	68,88
CAMBIOS	2.241,08	28,13	1.530,01	19,21	2.478,78	31,12
TOTAL	7.965,49	100,00	7.965,49	100,00	7.965,49	100,00

Figura 5.69. Superficies (en m² y % respecto del total) afectadas o no por los distintos cambios en la barranca de Huiloac para los periodos de tiempo indicados.

En el primer bienio el cambio que afecta a mayor superficie es la pérdida de las laderas laháricas, ya que modifica el 16,08% de la superficie de la barranca (57,21% de la superficie modificada). Durante el segundo periodo, el retroceso de las laderas sólo se produce en el 3,67% de la superficie total (19,10% de los cambios), para extenderse al 7,51% entre 2006 y 2008. El predominio de formas que sustituyen a las laderas también varía, ya que en el primer bienio la superficie modificada de las laderas lo hace a favor de nuevas formas laháricas en un 45,27% y a favor del lecho fluvial en un 39,79%; en el segundo, en beneficio de nuevas formas laháricas en un 73,80% y en el tercero a favor del lecho fluvial en un 58,68%.

Pero un parte de la superficie modificada en las laderas laháricas sigue perteneciendo a este conjunto de formas, aunque bajo el símbolo de A4. Durante el primer bienio, las crestas y las laderas superiores ceden el 0,70% y el 5,20% de sus superficies respectivas a las laderas inferiores, lo que afecta a una superficie total de

177,85 m² (2,23% del total). Entre 2004 y 2006, las laderas superiores y las crestas sólo proporcionan 7,17 m² a las laderas inferiores y en el siguiente bienio, 73,96 m².

Hasta aquí se puede concluir que la actividad erosiva en la barraca fue mucho mayor durante el primer bienio, sufrió una recesión durante los dos años siguientes y se recuperó ligeramente en los dos últimos, aunque no alcanzó los valores iniciales. El descenso en la superficie afectada por el retroceso de laderas, o la modificación de estas por erosión (paso a A4) se puede explicar también por una mayor verticalización paulatina de estas, de forma que con el tiempo su proyección en planta es significativamente menor. Si esta fuera la única explicación, la disminución del área de estas laderas sería progresiva con el tiempo y no presentaría oscilaciones en el periodo intermedio.

El espacio abandonado por las laderas laháricas es ocupado por el fondo del cauce y las formas principales que lo componen (lecho fluvial, bancos fluvio-laháricos y terrazas laháricas) en distintas proporciones. El 52,42% (542,08 m²) y el 72,21% (210,80 m²) de la superficie restada a las laderas en los dos primeros bienios es ocupada por formas labradas en los nuevos depósitos laháricos, mientras que en los dos últimos años el 77,10% de esta superficie (385,64 m²) es invadida por el lecho fluvial.

Es de destacar que sea en el último periodo cuando el lecho fluvial adquiere una mayor expresión superficial, mientras que el retroceso de laderas se produce preferentemente durante el primer bienio. Esto se explica por la rápida dinámica de formación y desaparición de los relieves formados en los materiales más recientes en la barranca. Proporcionalmente las nuevas formas laháricas presentan un mayor desarrollo durante el primer bienio en el que no sólo invaden 542,08 m² de las laderas, sino que ocupan 582,45 m² del lecho fluvial. A pesar de que por otro lado cedieron 281,33 m² al lecho, el balance se muestra claramente positivo a favor de las nuevas formas que dominaban en febrero de 2004 el 15,12% de la superficie total. Entre 2004 y 2006 prosigue el incremento superficial de estas formas, que ceden 355,14 m² al lecho, pero se extienden por otros 666,53 m² de este y se apoderan de 210,80 m² de las laderas. Alcanzan estas formas su máximo desarrollo en marzo de 2006, con el 25,2% de la superficie total, mientras que el lecho que sólo puede ampliarse por los 67,54 m² abandonados por las laderas, muestra su mínima extensión (22,7% del total). El último periodo está caracterizado por la destrucción de terrazas y bancos a favor de un lecho plano o ligeramente cóncavo. 973,56 m² de bancos y terrazas pasan a convertirse en lecho fluvial que unidos a espacio sustraído a las laderas, y a pesar de que por otra parte proporciona a nuevos bancos y terrazas 382,44 m², constituyen las máximas dimensiones del lecho en febrero de 2008 (34,5% del total)

Por último, y aunque se trata de valores muy pequeños en comparación con los demás, cabe destacar la variación de la presencia de los depósitos de ladera. Prácticamente ausentes durante los cuatro primeros años, en el último bienio cubren 125,42 m². La explicación está en la creciente inestabilidad que afecta a las laderas al incrementar su pendiente en años anteriores. De igual manera, en este último periodo se aprecian otros cambios que antes no tenían representación, como la erosión de terrazas laháricas que deja al descubierto laderas inferiores. Esto puede estar indicando la existencia de un relleno del fondo del cauce en fases anteriores, que en este intervalo temporal esté siendo evacuado

Con el objeto de relacionar los cambios sucedidos en la barranca con la dinámica de precipitaciones, durante el primer bienio se llevaron a cabo dos trabajos de campo intermedios para realizar sendas cartografías geomorfológicas. La elección de las fechas estuvo en función de la accesibilidad a la zona y por la disposición de los medios y personal encargado de recabar los datos. El primer mapa se realizó en octubre de 2002 y

el segundo en septiembre de 2003, coincidiendo aproximadamente con el fin de la estación húmeda, de forma que el bienio quedó dividido en un intervalo de ocho meses (desde el centro de la estación seca hasta finalizar la estación húmeda), en otro de once meses (una estación seca y una húmeda, aunque esta no pudo ser completa) y en otro de cinco meses (final de la estación húmeda y estación seca) (Figura 5.70).

SIN CAMBIOS / TIPO DE MODIFICACIÓN	Feb2002-Oct2002		Oct2002-Sep2003		Sep2003-Feb2004	
	m ²	%	m ²	%	m ²	%
0: Surco	352,44	4,42	352,44	4,42	352,44	4,42
1: Sin cambios en las laderas laháricas	4.618,79	57,99	4.301,49	54,00	3.769,69	47,33
2: Sin cambios en las terrazas laháricas	230,04	2,89	191,27	2,40	151,81	1,91
3: Sin cambios en los bancos fluvio-laháricos	124,81	1,57	160,24	2,01	83,76	1,05
4: Sin cambios en el lecho fluvial	1.345,27	16,89	1.575,45	19,78	1.712,10	21,49
5: Sin cambios en los depósitos de ladera	75,07	0,94	56,65	0,71	47,10	0,59
6: Bloques estables	36,50	0,46	39,23	0,49	40,58	0,51
7. Erosión en las laderas laháricas	25,95	0,33	35,91	0,45	156,87	1,97
8. Sedimentación de terrazas laháricas	60,35	0,76	30,69	0,39	837,59	10,52
8.1.- Sedimentación de terraza/retroceso de laderas	55,19	0,69	6,48	0,08	133,35	1,67
8.2.- Sedimentación de terraza/bancos o lecho fluvial.	5,17	0,06	24,11	0,30	700,53	8,79
8.3.- Sedimentación de terraza/depósitos de ladera	0,00	0,00	0,10	0,00	3,72	0,05
9. Sedimentación fluvio-lahárica	660,42	8,29	155,15	1,95	409,46	5,14
9.1.- Sedimentación fluvio-lahárica/retroceso de laderas	132,36	1,66	49,72	0,62	125,33	1,57
9.2.- Sedimentación fluvio-lahárica/lecho fluvial	480,52	6,03	91,61	1,15	276,51	3,47
9.3.- Sedimentación fluvio-lahárica/ depósitos de ladera	47,54	0,60	13,83	0,17	7,62	0,10
10: Acción fluvial	332,84	4,18	1.038,12	13,03	367,79	4,62
10.1. Acción fluvial /retroceso de las laderas	136,24	1,71	259,12	3,25	173,99	2,18
10.2. Acción fluvial/desaparición de terrazas y bancos	186,08	2,34	752,48	9,45	186,30	2,34
10.3. Acción fluvial / depósitos de ladera	10,53	0,13	26,51	0,33	7,50	0,09
11. Erosión de terrazas laháricas	80,16	1,01	16,97	0,21	34,86	0,44
12. Erosión de depósitos de ladera	0,41	0,01	0,42	0,01	0,85	0,01
13. Sedimentación de depósitos de ladera	22,43	0,28	11,47	0,14	0,58	0,01
SIN CAMBIOS	6.782,92	85,15	6.676,77	83,82	6.157,50	77,30
CAMBIOS	1.182,57	14,85	1.288,70	16,18	1.807,97	22,70
TOTAL	7.965,49	100	7.965,49	100,00	7.965,49	100,00

Figura 5.68. Superficies (en m² y % respecto del total) afectadas o no por los distintos cambios en la barranca de Huiloac para los periodos de tiempo indicados.

Entre febrero y octubre de 2002 tan sólo desaparece un 7,9% de la superficie ocupada por laderas laháricas (312,0 m² -5,12% de la superficie total- cedidos principalmente al lecho fluvial y nuevos depósitos fluvio-laháricos), pero que suponen el 34,52% de la superficie expuesta a cambios morfológicos. Los bancos fluvio-laháricos son las formas que acusan más variabilidad en estos ocho meses. Por un lado, aumentan en 480,52 m² cedidos por el lecho, pero por otro, la superficie original disminuye en 113,11 m², que pasa ser de nuevo parte del lecho. El resultado es que en este intervalo los bancos pasan de ocupar el 3,2% de la superficie total, al 10,7% (Figura 5.63), lo que constituye el 41,07% de la superficie modificada. Mientras en un 3,34% de la superficie desaparecen terrazas y otros bancos fluvio-laháricos.

Durante los once meses siguientes se observa que la mayor parte de las modificaciones tiene carácter erosivo, o al menos de desaparición de formas que suponen un resalte topográfico. El 30,43% de la superficie modificada se corresponde con espacios liberados por las laderas a otras formas, en especial al lecho fluvial, que

aumenta de esta manera un 3,25% de la superficie total. El 59,71% de las sustituciones de formas se producen por espacios cedidos por terrazas y bancos al lecho fluvial. De esta forma, en septiembre de 2003 el lecho fluvial ha experimentado un incremento de casi 1.000 m² respecto de octubre de 2002, mientras que las terrazas han perdido 67,8 m² y los bancos, 544,3 m².

En los últimos 5 meses, las modificaciones afectan a una superficie mayor, al 22,70%, en comparación con los intervalos anteriores: el 14,85% de la superficie fue afectada entre febrero y octubre de 2002 y el 16,18% en los once meses siguientes.

Entre septiembre de 2003 y febrero de 2004 las laderas superiores mantienen el 87,37% de su superficie y las inferiores tan sólo el 39,86%. El espacio que liberan en su retroceso es ocupado principalmente por el lecho fluvial (2,18% del área total), por bancos fluvio-laháricos (1,57%) y terrazas (1,67%). Estas modificaciones se producen en el 33,70% del área de cambios morfológicos, mientras que el 54,04% se dedica a la aparición de nuevas formas de terrazas y bancos fluvio-laháricos a expensas del lecho fluvial. Estas formas laháricas tan variables restan al lecho 901,71 m² (625,21 m² las terrazas y 276,51 m² los bancos) y por otra parte le ceden 186,30 m², con lo que el resultado es que el lecho fluvial se reduce en 558,6 m². Por su parte las terrazas y los bancos fluvio-laháricos aprovechan el espacio cedido por laderas y lecho y se incrementan en 766,4 m² las primeras y en 210,2 m² los segundos.

3.3.- Las precipitaciones en la génesis de lahares secundarios

A- Características de las precipitaciones en el área de estudio:

El área del volcán Popocatepetl se caracteriza por un ciclo anual de tiempo atmosférico en el que se distinguen dos estados genéricos diferenciados fundamentalmente por el grado de inestabilidad y por la importancia de los hidrometeoros. Durante los meses de mayo a octubre (verano) domina el tiempo húmedo y cálido, mientras que de noviembre a abril (invierno) se desarrolla un tiempo seco y frío.

En verano la proximidad de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), el dominio de los alisios y el acceso de los ciclones tropicales marcan las características de inestabilidad y de alto grado de humedad. Durante estos seis meses, la ZCIT se encuentra próxima a las latitudes del área de estudio. La convergencia dinámica, unida al aumento de las temperaturas, favorece el ascenso de las masas de aire y la formación de nubes. En general, la región central de México recibe durante esta estación estival abundantes precipitaciones y en especial, los relieves montañosos como la Sierra Nevada.

De esta manera, los datos recogidos en las estaciones próximas al volcán (Figura 5.71) indican que la estación de lluvias se extiende desde mayo a octubre, meses en los que se recoge el 90% de las precipitaciones anuales. Los meses más lluviosos son junio, julio, agosto y septiembre y entre los cuatro suponen el 70% de la pluviosidad anual.

En las estaciones de estudio también es perceptible la denominada *canícula* o *sequía intraestival* (Jáuregui, 1975), que consiste en una ligera disminución en la precipitaciones en los meses de julio y agosto, motivada por un alejamiento hacia el Ecuador de la ZCIT durante esas fechas. Este periodo intermedio en la estación de lluvias tiene escasa trascendencia en nuestro estudio.

Los alisios del noreste contribuyen también al aumento de las precipitaciones introduciendo aire húmedo desde el Atlántico (anticiclón Bermuda-Azores), que se inestabiliza por el efecto “barrera” de las montañas.



Figura 5.71. Gráficos de precipitaciones realizados a partir de los datos de las series normales de precipitación de las estaciones cercanas al volcán Popocatepetl.

Las perturbaciones ciclónicas afectan al área de estudio a finales de verano y principios de otoño. A pesar de que la circulación ciclónica se disipa al penetrar en el continente, sus efectos se hacen sentir incluso en el centro del país, con situaciones de mal tiempo (aumento de la nubosidad y abundantes precipitaciones). En octubre se observa una clara disminución de las precipitaciones, aunque todavía constituyen alrededor del 7% anual.

Desde noviembre a abril se registran los valores más bajos de precipitaciones. La estación invernal se caracteriza por el predominio de la estabilidad atmosférica que imprime la Zona Subtropical de Alta Presión (ZSAP) que se sitúa en estos meses aproximadamente en los 20° N, mientras que la ZCIT se retira a posiciones más meridionales. La ZSAP reduce la influencia de los alisios y hace que prevalezca la Circulación del Oeste, que introduce masas de aire polar, fundamentalmente continentales, hacia el centro de México. Las células ciclónicas que se desarrollan en el norte del país llegan muy debilitadas al área del estudio y son las causantes de las escasas precipitaciones que se recogen en estas fechas (Figura 5.71). Los meses de diciembre y de febrero son los más secos del año.

Las precipitaciones totales anuales de la serie normal (1971-2000) no parecen guardar una estrecha relación con la altura, ya que el coeficiente de correlación (CC) entre las dos variables resulta ser de -0,28. Se ha buscado además una posible relación de los totales mensuales con la variación de la altura, pero los resultados han sido dispares. De esta manera se han encontrado relaciones directas entre los volúmenes recogidos y la altitud de la estación en los meses de enero, febrero, marzo y abril (con CC de 0,63; 0,65; 0,58; y 0,62 respectivamente) e inversas el resto de los meses (con CC que oscilan entre -0,0003 de mayo hasta -0,65 de junio). Tampoco parece haber un comportamiento distinto entre meses lluviosos y secos.

Por otra parte, se ha descubierto una mayor influencia de la orientación en relación con el aumento de la precipitación con la altura. Así se ha obtenido un CC de 0,69 al relacionar las cantidades de precipitación totales con la altitud de las estaciones localizadas en las laderas norte y noroeste del volcán (Amecameca, San Pedro Nexapa, Huejotzingo, San Juan Tetla, San Andrés Caplan y San Juan Tetla Siete Norte). Por meses, los resultados son dispares de nuevo, ya que se encuentran CC altos los meses de abril y octubre (0,84 y 0,83 respectivamente), valores bajo como el de marzo (CC=0,17) y relaciones inversas como el valor obtenido para el mes de noviembre (CC=-0,67).

En consecuencia, no se puede establecer un gradiente pluviométrico fiable con los datos que se poseen, ya que el factor altitud no es un claro determinante de las cantidades precipitadas, que deben de estar más influidas por otros factores como la exposición a los vientos dominantes.

B- Relación de las precipitaciones con la producción de lahares secundarios:

Se han intentado relacionar las máximas precipitaciones en 24 horas registradas en las estaciones vecinas con la producción de algún lahar secundario en la barranca de Huiloac, pero el trabajo se ha visto dificultado por la inexistencia de registros continuados sobre la existencia de flujos desencadenados por precipitaciones. A pesar de ello se han encontrado dos citas, una en la literatura y otra en los informes del CENAPRED, que relacionan lahares con aguaceros caídos en fechas anteriores a las del periodo de estudio. Se analizan a continuación los registros de precipitación en relación a estos dos sucesos, para establecer una referencia. Posteriormente, se tratan los valores obtenidos en los periodos de estudio.

La primera cita se encuentra en los informes del estado del volcán publicados por el CENAPRED, donde se refiere la existencia de un flujo de lodo que se desarrolló en la barranca de Huiloac el 24 de mayo de 2000, a las 16 horas y 20 minutos. El informe indica que se generó por las elevadas precipitaciones pluviales que habían sucedido en los días anteriores y a su paso por un puesto militar tenía una altura de 70 cm, 4 m de ancho y una velocidad de 25 km/h. El flujo cesó a 8 km de la población de Santiago de Xalizintla.

Los registros de precipitación en 24 horas obtenidos de las estaciones cercanas con datos para mayo de 2000 son los reflejados en la figura 5.72.

CLAVE	NOMBRE	DÍA						MAYO	MEDIA MAYO SERIE
		20	21	22	23	24	25		
15007	Amecameca de Juárez (DGE)	16,5	10,2	3,0	2,8	0	0	119,6	79,94
17060	Alponocan	14,5	9,8	4,4	23,3	0	0	170,4	89,50
21012	Atlixco	2,6	30,4	90,1	13,7	0	0	225,8	74,74
21167	San Andrés Calpan	2,5	9,5	10,3	0	0	0	80,9	50,74
21193	San Pedro Benito Juárez E-1	3,7	27,2	12,2	6,3	0	0	136,1	70,84

Figura 5.72. Precipitaciones (en mm) en 24 horas registradas en estaciones próximas al Popocatepetl, en los días 20, 21, 22, 23, 24 y 25 de mayo de 2000; precipitación (en mm) total recogida en el mes de mayo de 2000; y precipitación (en mm) media normal del mes en la serie normal.

Según las referencias se puede considerar que el mes de mayo de 2000 fue húmedo, ya que las precipitaciones totales recogidas en las estaciones superan como mínimo el 50% de la media de la serie respectiva. Por otra parte, los datos diarios indican que las precipitaciones máximas se deben a tormentas localizadas, ya que se producen en distintos días en las estaciones consideradas y con diferente intensidad. El aguacero que se produjera en la cabecera de la garganta de Huiloac, no tuvo que quedar registrado necesariamente en las estaciones cercanas. Así, el único valor excepcional observado es el registrado en la estación de Atlixco el día 22 de mayo (90,1 mm). Las cantidades de 16,5 mm medidas en Amecameca (día 20) o de 23,3 mm, en Alponocan (día 23) son volúmenes altos, aunque no los mayores registrados. De otro lado, hay que resaltar que la estación de Atlixco se sitúa en la falda sur del volcán, por lo que, dado la aleatoriedad de las tormentas, esta referencia no sirve como justificación del flujo del 24 de mayo.

La segunda referencia de un lahar causado por precipitaciones se encuentra en el trabajo de Muñoz (2007), en el que en una entrevista realizada a la población de Santiago de Xalizintla, se indica que en septiembre de 1993 la barranca de Huiloac canalizó un flujo de lodo originado por fuertes precipitaciones. En dicho trabajo, este flujo lahárico se relaciona con la precipitación recogida el día 21 de dicho mes en la estación de San Andrés Calpan (72,5 mm) (Figura 5.73).

Si se observan las cantidades recogidas en el resto de las estaciones cercanas con datos (Figura 5.73), se aprecia que el día 21 de septiembre se anotaron volúmenes importantes en cuatro de las ocho estaciones disponibles. En los días próximos, también se registraron precipitaciones copiosas en dichos lugares y en el resto de estaciones vecinas. Es de destacar que en el caso de la estación de San Isidro, la máxima en 24 horas se recoge el día 25, lo cual puede estar relacionado con el sentido del temporal que origina las precipitaciones, ya que esta estación se encuentra en el extremo sureste, mientras que Hueyapan o Alpoconcán se localizan en el extremo occidental y ya

registran importantes cantidades los días 19 y 20 de ese mes. De esta manera, la perturbación se movería de oeste a este.

CLAVE	NOMBRE	DÍA							SEP.	MEDIA SEP. SERIE
		19	20	21	22	23	24	25		
15007	Hueyapan	21,2	18,8	41,1	15	8,8	0	1,7	254,8	218,85
17060	Alponocán	25,2	22,5	46,4	11,4	12,7	0	3,6	301,8	219,48
21012	Huejotzingo	0	14	10	6	26	8	0	175,0	148,78
21167	San Andrés Calpán	0	15,5	72,5	4,3	3,5	22,3	11,5	227,8	152,76
21193	San Pedro Benito Juárez E-1	0	41	18,7	5,6	8,3	26,7	0	321,5	187,62
21195	Santa Cruz Cuauamatitla E-3	0	0	11	16	2	5	0	216,0	175,03
21214	San Juan Tetla Siete Norte	0	10,6	25	20,6	8,8	11,3	1,2	233,4	169,85
21234	San Isidro Huilotepec	3	14	12	0	0	0	56	139,0	95,80

Figura 5.73. Precipitaciones (en mm) en 24 horas registradas en estaciones próximas al Popocatepetl, en los días 19, 20, 21, 22, 23, 24 y 25 de septiembre de 1993; precipitación (en mm) total recogida en el mes de septiembre de 1993; y precipitación (en mm) media normal del mes en la serie normal.

En este caso, también la precipitación total del mes supera con creces la media mensual de la serie, por lo que, además de relacionar el origen de un lahar secundario con un aguacero específico (difícil de conocer), se puede relacionar la producción de lahares con meses en los que las precipitaciones superan la media de la serie y se consideran húmedos.

Para los periodos de estudio se han intentado relacionar precipitaciones copiosas, similares a estos dos sucesos, con lahares secundarios de los que se desconoce la fecha de su formación, pero al menos, se sabe que existieron gracias a los depósitos observados en la barranca durante los trabajos de campo. Así, para el primer intervalo temporal, entre enero de 2001 y febrero de 2002, se han analizado los datos de precipitaciones en 24 horas para estaciones cercanas de Amecameca, San Pedro Nexapa y San Andrés Calpan en la ladera norte; y Hueyapan, Alponocan, Atlixco y San Pedro Benito Juárez, en la sur. (Figura 5.74).

En la estación de Amecameca, localizada al noroeste del tramo de estudio de la barranca, las máximas precipitaciones en 24 horas se registran el día 8 de julio (44,4 mm), que se corresponde con los 45,5 mm recogidos dos días después en San Andrés. Sin embargo, en San Pedro Nexapa no se encuentra un dato de precipitaciones copiosas en estas fechas (el día 8 se recogen 8 mm y el día 10, 17,5 mm). La segunda cantidad de precipitación más elevada anotada en 2001 en la estación de Amecameca son los 31,2 mm del 21 de agosto. La misma fecha, en la estación vecina de San Andrés, se recogieron 31,8 mm; mientras que en San Pedro Nexapa sólo se registraron 2,5 mm. En esta última estación, la precipitación máxima en 24 horas se produce el 14 de octubre (35,5 mm), mientras que en San Andrés se recogen 23,3 mm y en Amecameca solamente 17,7 mm. Este aguacero tiene más repercusión en la ladera SE, donde las estaciones de Hueyapan y Alponocan recogen 32 mm y 34,7 mm, respectivamente, el día 15. Esto es indicativo de que estos aguaceros pueden afectar a áreas reducidas, de forma que en ocasiones pueden descargar próximas a las estaciones pluviométricas y no queden registrados en ellas.

Otra cantidad elevada recogida en 24 horas en San Pedro Nexapa son los 32 mm del 2 de marzo, que se reduce a 20 mm en Amecameca y no resultan relevantes en San

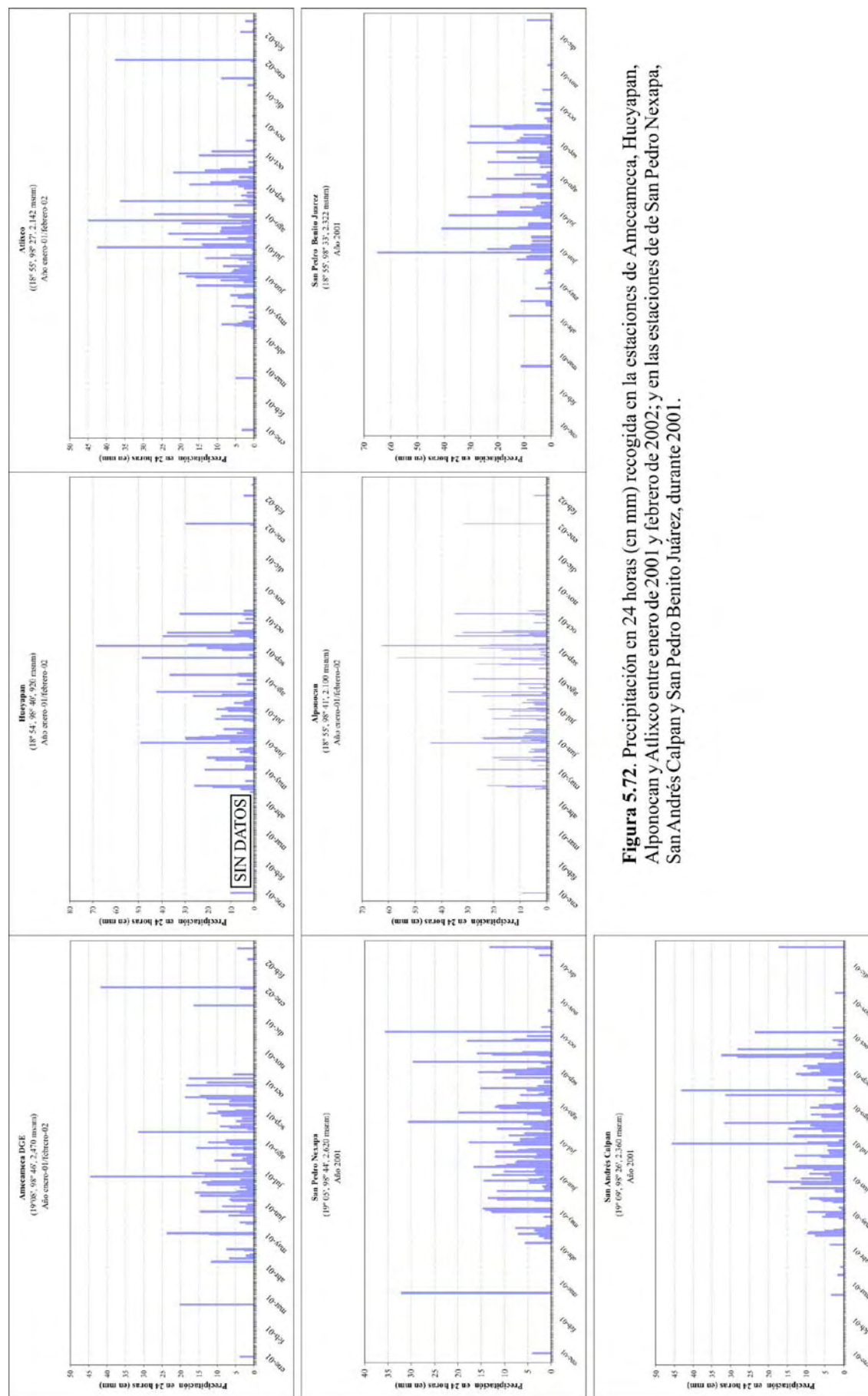


Figura 5.72. Precipitación en 24 horas (en mm) recogida en la estaciones de Amecameca, Hueyapan, Alponocan y Allixco entre enero de 2001 y febrero de 2002; y en las estaciones de San Pedro Nexapa, San Andrés Calpan y San Pedro Benito Juárez, durante 2001.

Andrés (3,2 mm). En las estaciones localizadas en la ladera S en este mes tampoco se recogen cantidades notables. Este dato resulta interesante si se relaciona con la información obtenida de los informes del CENAPRED, donde se indica que el 8 de marzo se produjeron flujos de agua en ladera norte a consecuencia de la fusión de la nieve caída los días anteriores. Cabe por tanto suponer, la existencia de flujos laháricos en la barranca, ya que las aguas arrastrarían el material sin consolidar recientemente depositado.

En San Pedro Nexapa y en San Andrés también se registra un importe aguacero el 28 de julio (30,5 mm y 31,5 mm, respectivamente), mientras que en Amecameca sólo caen 1,7 mm y no se anota una cantidad mayor en días próximos. La perturbación se desplaza hacia el S dejando cantidades de 42,1 mm en Hueyapan y 37,2 mm en Alponocan, el día 29.

Por otra parte, las máximas cantidades recogidas en 24 horas en las estaciones del S no se corresponden con valores máximos de las estaciones de la ladera N. La máxima de Hueyapan, 68,4 mm el 13 de septiembre, se repite en Alponocan (62,4 mm), pero no en la vecina Atlixco (11,7 mm), ni en el N (0,6 mm en San Pedro Nexapa y 0 mm en Amecameca). En estas dos últimas localidades hay que esperar hasta los días 18 y 25, respectivamente, para recoger las máximas del mes (29,5 mm y 18,6 mm). Sin embargo la estación de San Andrés consigna cantidades de 28 y 32 mm los días 23 y 24 de ese mes, en consonancia con los 39,4 mm de Hueyapan (23-09), los 21,7 mm de Atlixco y los 34,8 mm de Alponocan.

Ya en 2002 destaca la elevada cantidad de precipitación recogida el 13 de enero, un mes considerado seco normalmente y con valores muy bajos en 24 horas. Para las estaciones que existe este registro, la precipitación recogida en este día supone tres veces la precipitación media del mes completo en la serie de referencia (en la estación de Atlixco cuadruplica la media). Ese día se consignan en Amecameca 41,5 mm, en Hueyapan, 29,5 mm, en Alponocan, 31,5 mm y en Atlixco, 37,5 mm. Este aguacero excepcional se produjo seguramente en forma de nieve en cotas altas, con lo que su fusión pudo ocasionar flujos que se desplazaran por Huiloac, justo un mes antes de la realización del primer trabajo de campo en el área.

Para relacionar el comportamiento de las precipitaciones con la producción de lahares secundarios durante el primer bienio de estudio, entre febrero de 2002 y febrero de 2004, se cuenta con los datos de precipitaciones en 24 horas para las estaciones cercanas de Amecameca, Hueyapan y Alponocan (periodo completo, Atlixco (año 2002) y San Pedro Nexapa (año 2003) (Figura 5.75).

El bienio comienza y termina en el mes considerado tradicionalmente como el más seco del año. En su conjunto, los dos años se encuentran por debajo del promedio calculado para la serie de referencia (1961-2000), aunque siempre se recoge mayor cantidad de precipitaciones en el 2003. Por meses, en 2002 septiembre y noviembre se comportan como húmedos (con lluvias superiores a la media) en todas las estaciones, y octubre en Amecameca y Hueyapan. En 2003, el mes de junio es el más lluvioso y recibe precipitaciones por encima de la media (128% en Amecameca y en San Pedro, 141% en Hueyapan y 133% en Alponocan). También resultan ser húmedos agosto (excepto en Atlixco), septiembre (excepto en San Pedro) y octubre (excepto en Amecameca) (131% en San Pedro, 172% en Hueyapan y 171% en Alponocan). Esta información se corresponde con el informe elaborado por el *North America Drought Monitor* (www.ncdc.noaa.gov), según el cual en el año 2003 la estación de lluvias se retrasó hasta bien entrado el mes de mayo, debido a que las aguas de la costa oeste se mantuvieron más frías de lo normal hasta estas fechas, y después el mes de junio recibió

mayores precipitaciones, ocasionadas por la influencia de tormentas tropicales en el Pacífico y a una elevada actividad de las ondas del este. En el mismo documento se indica que los meses de septiembre y octubre fueron muy lluviosos en todo el país debido a la acción de varios huracanes, convertidos en tormentas tropicales al tocar tierra. El Servicio Meteorológico Nacional de México indicó para el mes de octubre una anomalía de precipitación media para todo el país de 147%, e informó que el sector central y centro-sur recibió precipitaciones anormalmente altas en dicho mes.

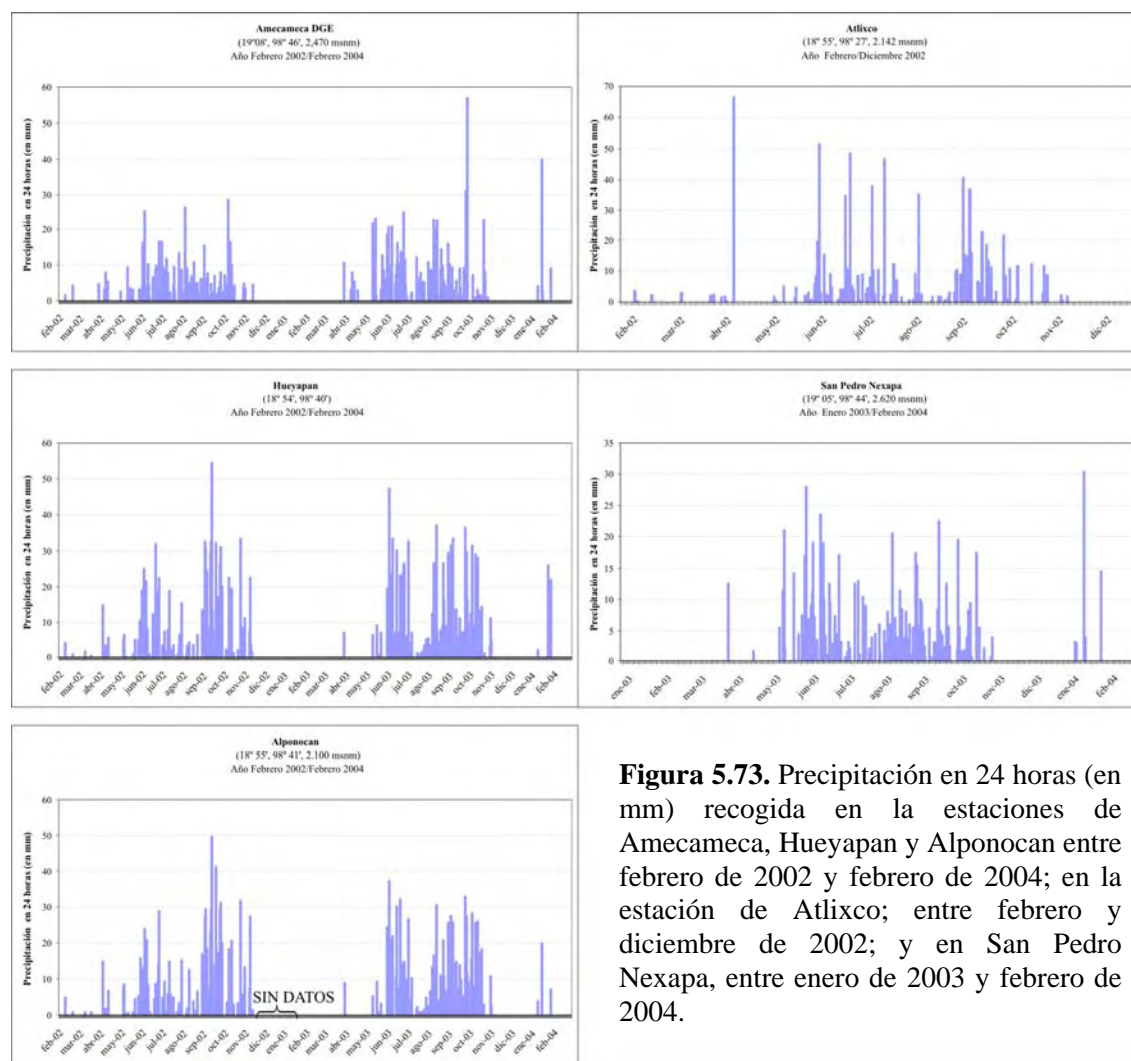


Figura 5.73. Precipitación en 24 horas (en mm) recogida en la estaciones de Amecameca, Hueyapan y Alponocan entre febrero de 2002 y febrero de 2004; en la estación de Atlitxco; entre febrero y diciembre de 2002; y en San Pedro Nexapa, entre enero de 2003 y febrero de 2004.

La máximas precipitaciones recogidas en 24 horas en el año 2002 (exceptuando enero) en la estación de Amecameca son las del 9 de octubre (28,5 mm), seguidas por las del 6 de agosto (26,5 mm) y las del 8 de junio (25,4 mm). Las estaciones de Hueyapan y Alponocan (ladera suroccidental) registran su máxima en septiembre, aunque en los primeros días de octubre recogen alrededor de 20 mm en 24 horas. Por el contrario, Atlitxco consigna la máxima den 24 horas el día 9 de junio (51,1 mm), coincidiendo con lluvias copiosas en de Hueyapan (21,5 mm) y Alponocan (23,8 mm).

En el año 2003 se recogen cantidades de precipitación en 24 horas más elevadas, coincidiendo con los meses más húmedos. La máxima precipitación diaria se recoge el 4 de junio en las estaciones de Hueyapan (47,3 mm) y Alponocan (37,3 mm); y el 2 de junio en la de San Pedro Nexapa (28 mm). También son altas las precipitaciones recogidas por esas fechas en Amecameca (20,7 mm el 3 de junio), aunque la máxima la registra el 28 de septiembre (57 mm). A finales de septiembre también se encuentran

valores altos para las otras tres estaciones: 22,4 mm en San Pedro el día 19 de septiembre (tercera máxima en 24 horas del año); 36,4 mm el 25 de septiembre en Hueyapan; y 32, 8 mm el mismo día en Alponocan.

Por último, destaca el comportamiento anómalo del mes de enero de 2004, en el que se recogen las máximas precipitaciones en 24 horas de esos años. Las cantidades caídas en este mes de enero son superiores a las recogidas los meses de abril y noviembre del mismo año. El día 16 de enero se recogen 40 mm en Amecameca (cuarta precipitación más alta desde 1961), 30,4 mm en San Pedro y 19,8 mm en Alponocan. El 22 de enero se contabilizan 22 mm en la estación de Hueyapan. En el informe del North America Drought Monitor (www.ncdc.noaa.gov) para ese mes se indica que las montañas de los alrededores de la Ciudad de México recibieron fuertes nevadas, asociadas a un mayor desplazamiento hacia el sur de la corriente en chorro polar. La fusión de dichas nieves sobre un suelo helado, y por lo tanto impermeable, pudieron ocasionar avenidas por la garganta de Huiloac. Por otro lado, las cantidades son superiores a las recibidas en mayo de 2000, cuando se sabe que se produjeron lahares, en la estación de Amecameca y similares en Alponocan.

Por lo tanto, la máxima probabilidad de producción de lahares en Huiloac se centra en los meses de junio y octubre de 2002, y en los de junio y septiembre de 2003. También se podría considerar el mes de octubre de 2003, ya que se produjeron varias tormentas que superaron los 20 mm en las estaciones de referencia. Estas precipitaciones las recibió un suelo ya saturado por las lluvias abundantes del mes anterior, por lo que pasarían a la escorrentía casi en su totalidad. De cualquier manera, en 2003 cabe esperar que los caudales fueran mayores que los producidos por las lluvias de 2002.

Para el segundo bienio de estudio, entre febrero de 2004 y marzo de 2006, tan sólo se tienen registros de precipitaciones en 24 horas en la estación de San Pedro Nexapa –de febrero de 2004 a diciembre de 2005–, Hueyapan –de febrero a diciembre de 2004–, Amecameca –de febrero a septiembre de 2004 y de enero de 2005 a marzo de 2006– (Figura 5.76).

Las cantidades recogidas en el año de 2004 resultan superiores a las medias de las series para las estaciones completas de San Pedro (907,6 mm en 2004/ 892,08 mm de media) y Hueyapan (1.300 mm para 2004/1.123,51 mm de la serie). Los meses de enero, marzo, mayo y septiembre recogen cantidades superiores a las medias de sus series respectivas en ambas estaciones, como también lo hacen los meses de junio, julio y octubre en la estación de Hueyapan. Por el contrario, el año 2005 se puede considerar seco, con precipitaciones totales por debajo del promedio de la serie: 574,1 mm en Amecameca (905,83 mm de media) y 672,5 mm en San Pedro de Nexapa (892,08 mm de media). Estos datos extraídos de las estaciones cercanas al volcán concuerdan con los informes del North America Drought Monitor (www.ncdc.noaa.gov), donde se considera el año 2004 como húmedo y al año 2005 como uno de los más secos en todo el país. La razón de las bajas precipitaciones recibidas en ese último año parece estar en el retraso que sufrió el inicio de la estación húmeda y las condiciones de sequía se alargaron durante los meses de abril, mayo y junio. Esto fue causado por un patrón atípico de circulación atmosférica durante dicho año, caracterizado por una corriente en chorro desplazada hacia el sur de su posición normal. El cinturón subtropical de altas presiones se situó también en posiciones más meridionales, lo que favoreció las condiciones de estabilidad y evitó la formación de nubes y precipitaciones. Tan sólo se recogieron precipitaciones similares a la media en el centro del país durante la segunda quincena del mes de julio. La estación de lluvias finalizó también muy pronto, ya que en

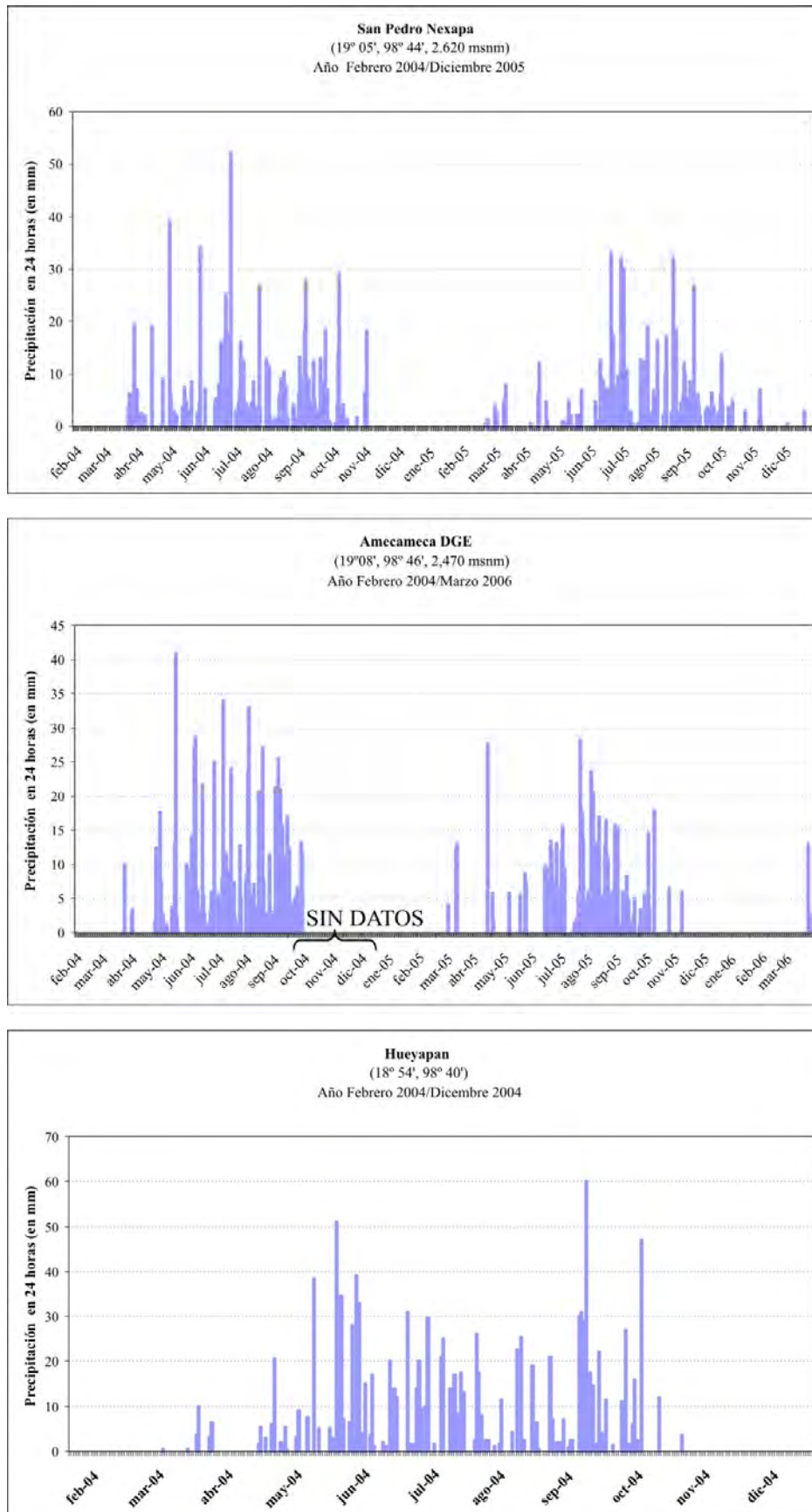


Figura 5.76. Precipitación en 24 horas (en mm) recogida en la estaciones de San Pedro Nexapa, entre febrero de 2004 a diciembre de 2005; Amecameca, entre febrero y septiembre de 2004 y entre enero de 2005 y marzo de 2006; y Hueyapan, entre febrero y diciembre de 2004.

el mes de septiembre la precipitación fue un 56% por debajo de lo normal en la región hidrográfica del Valle de México. El Servicio Meteorológico Nacional explicó este comportamiento anómalo por la situación de una cuña de altas presiones en el centro de México y por la trayectoria poco favorable de los ciclones tropicales del Atlántico y del Pacífico. Las condiciones de sequía se mantuvieron y los meses de noviembre y diciembre fueron el sexto y el séptimo, respectivamente, de los meses más secos desde 1941.

Las cantidades recogidas en 24 horas en 2004 resultan mayores que las registradas en 2005, en relación directa con su condición de año húmedo y año seco respectivamente. Así, la cantidad más elevada de lluvia recogida en 2004 se consignó en la estación de Hueyapan, el 20 de septiembre (60 mm). Este valor no se repite para las otras estaciones, que para esa fecha y días próximos no reciben grandes cantidades: 18,5 mm el día 26 en San Pedro y 6,5 mm el día 25 en Amecameca, son los volúmenes mayores anotados en estas estaciones. Por ello lo más probable es que fuera un evento localizado que no afectara a la barranca de Huiloac, ya que la estación se encuentra en la ladera suroccidental.

Por el contrario, los picos de precipitaciones localizados en mayo y junio de 2004 se repiten en las tres estaciones de las que se tienen datos. En San Pedro de Nexapa la máxima precipitación en 24 horas se registra el 29 de junio de este año (52,3 mm). Cantidades más modestas se recogen en Amecameca (25 mm el 29 de junio) y en Hueyapan (31 mm el 2 de julio). La segunda quincena de mayo se recogen cantidades destacadas en Amecameca (41 mm el día 18), San Pedro Nexapa (34,2 mm el día 31) y Hueyapan (38,5 mm el día 21 y 51 mm el día 31).

En 2005 las máximas en 24 horas resultan más modestas: 28 mm (24 de julio), 27,6 mm (16 de abril) y 23,6 mm (5 de agosto) en Amecameca; y 33,2 mm (23 de junio y 20 de agosto) en San Pedro Nexapa. Además, las fechas de los registros de precipitaciones altas no coinciden o son próximas en las dos estaciones, por lo que cabe esperar que se tratara de aguaceros muy localizados.

Los únicos datos disponibles de precipitaciones para este periodo son los registros de las estaciones próximas de Amecameca (marzo a septiembre de 2006) y San Pedro Nexapa (marzo a agosto de 2006) (Figura 5.77), además de los informes del North America Drought Monitor (www.ncdc.noaa.gov). Según este documento marzo y abril de 2006 continuaron las condiciones de déficit de precipitaciones, de tal forma que los estados de México, Puebla y Morelos recibieron un 88% menos de lluvias que el promedio de la serie 1941-2005. Sin embargo, las dos estaciones de las que se tienen datos muestran unos valores ligeramente superiores a la media de 1971-2000 para el mes de abril, como un indicio de recuperación de las cantidades “normales”. De esta manera, las precipitaciones recibidas a mediados de mayo inician una serie de meses más húmedos que el promedio normal. Las máximas precipitaciones en 24 horas en las estaciones próximas se registran el 2 de julio (48 mm en San Pedro y 40 mm en Amecameca), 22 y 23 de julio (26,3 y 25 mm en San Pedro y 35 y 26 mm en Amecameca) y el 2 de agosto (28,2 mm en San Pedro y 31 mm en Amecameca). Probablemente alrededor de estas fechas se produjeron flujos en la barranca de Huiloac.

El *North America Drought Monitor* (www.ncdc.noaa.gov) señala que el aumento de las precipitaciones, y también de las temperaturas, a partir de septiembre de 2006 se debe a la influencia del fenómeno El Niño (ENSO), que prolonga la estación húmeda. Las condiciones húmedas se invierten en la primavera de 2007 en el Valle de México y en los estados de Puebla y Morelos. Esta ligera sequía empieza a paliarse con las precipitaciones de julio y agosto, para recuperarse por completo durante septiembre y octubre que resultaron ser muy húmedos en la región de estudio (en el mes de

septiembre el D.F. incrementó las precipitaciones normales en un 58% y el estado de Puebla en un 31%). Este aumento estuvo relacionado con una mayor incidencia de las tormentas tropicales generadas durante estas fechas. En el mes de noviembre se volvió a condiciones de precipitaciones ligeramente por debajo de lo normal y el último mes del año resultó ser bastante seco en el interior del país. La sequía se mantuvo durante los meses de enero y febrero de 2008.

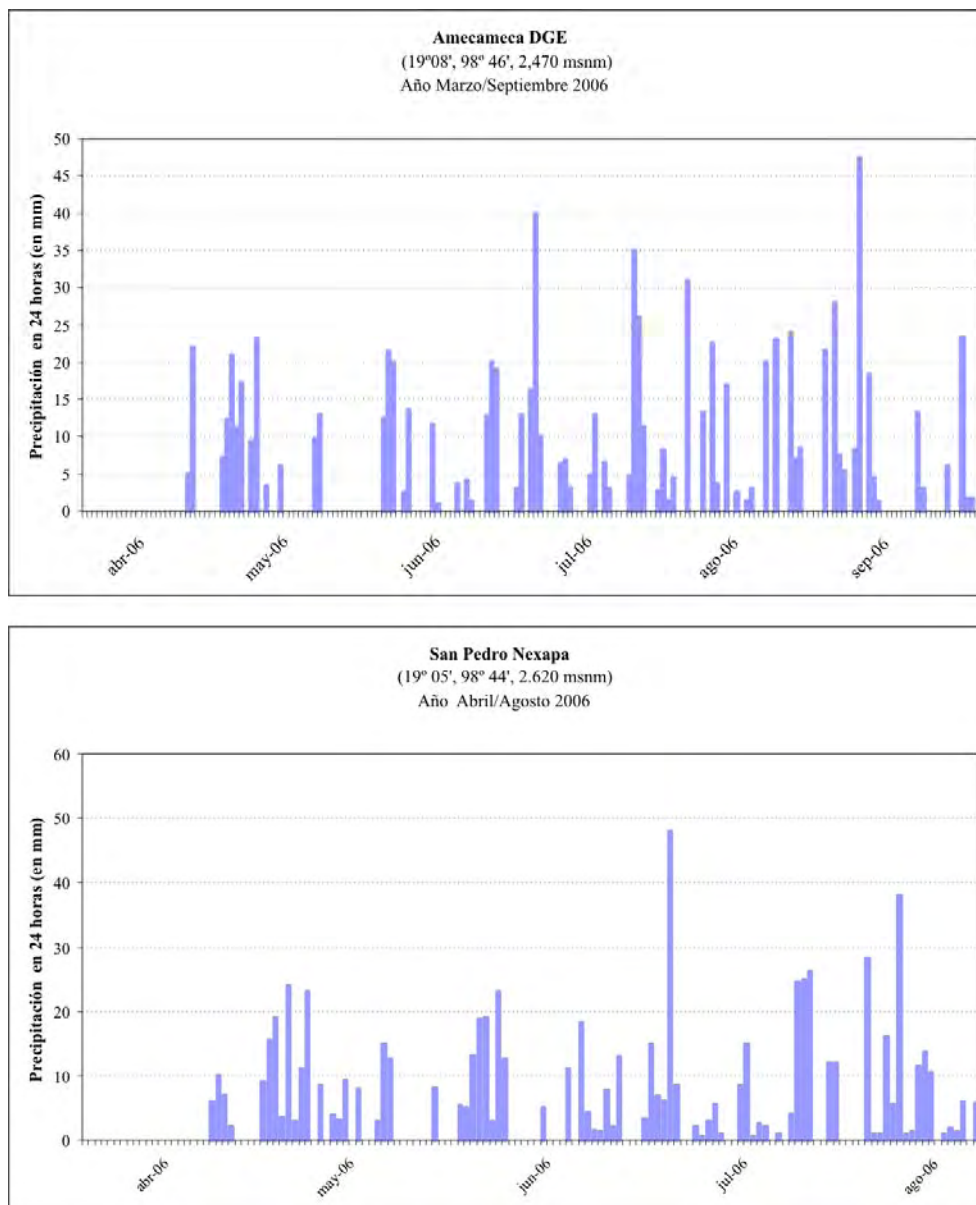


Figura 5.77. Precipitación en 24 horas (en mm) recogida en la estaciones de Amecameca y San Pedro Nexapa, entre abril y septiembre de 2006.

Los datos generales disponibles pueden ocultar la existencia de aguaceros importantes muy localizados, aún cuando prevalezcan condiciones de sequía general, con valores medios por debajo de lo normal. Por esta razón, no se puede descartar que se produjeran precipitaciones copiosas que afectaran al área de estudio, incluso en meses considerados como secos. Los cambios ocurridos en este bienio parecen indicar que se produjeron flujos más caudalosos o en mayor número que en el periodo anterior, que modificaron la morfología del canal.

3.4.- Síntesis de los resultados y comparaciones.

A- Evolución del tramo situado en el curso superior: Tenenepanco:

En este trabajo se hace un seguimiento de las variaciones topográficas sufridas, entre septiembre de 2003 y febrero de 2008, por un tramo de la barranca de Tenenepanco. El tramo elegido se sitúa entre los 4.373 m y los 4.025 m, donde se encuentra el límite superior de las precipitaciones pluviales y, por tanto, constituye el área más alta en el que pueden iniciarse los lahares secundarios.

La accesibilidad al área de trabajo está condicionada por la altitud y por la inexistencia de vías adecuadas al tránsito de vehículos (transporte del material necesario) y de personas (las cenizas que caen continuamente dificultan el tránsito a pie). La estancia en el área de trabajo resulta muy peligrosa, ya que se encuentra a tan sólo 1.500 m del borde del cráter en línea recta y las emanaciones de gases y emisión de cenizas es continua. Por ello la entrada al área está restringida por las autoridades responsables de la protección a la población, que tienen que expedir un permiso especial en cada campaña de trabajo de campo.

El flujo de piroclastos de enero de 2001 tapizó de pómez la ladera norte del cono superior del Popocatepetl y ocasionó la fusión parcial del glaciar. Este había experimentado una importante merma desde el inicio de la actividad eruptiva (ver capítulo 3), en especial en su frente oriental, donde la lengua de la Herradura quedaba reducida a un cerco de hielo que rodaba un resalte rocoso (Figura 3.9). El principal desagüe fue por tanto la barranca de Tenenepanco, en el frente occidental, por donde se produjo la primera respuesta a la perturbación que supuso la erupción. El lahar del 22 de enero de 2001, evacuó gran cantidad de material depositado en la barranca de Tenenepanco, por donde se canalizaron principalmente las aguas de fusión, mientras que las otras barrancas y los interfluvios quedaron manteados por el flujo. Por lo tanto, después del suceso todavía quedó gran cantidad de material susceptible de ser evacuado por la red.

Las variaciones observadas en los tres perfiles longitudinales trazados con los valores del punto más bajo de cada perfil topográfico no suponen una variación de la pendiente general de Tenenepanco durante las fechas de estudio. En estos perfiles se aprecia que existen dos rupturas de pendiente que delimitan tramos: el primero, con una pendiente superior al 40%, aguas arriba del PT2 (4.280 m); el segundo con una pendiente aproximada del 30% hasta el PT5 (4.070 m); y el último con inclinaciones inferiores al 25%, por debajo de este punto.

Las fechas de toma de datos permiten hacer un análisis temporal de dos periodos: entre septiembre de 2003 y marzo de 2006 y entre marzo de 2006 y febrero de 2008. En el primero se estima un valor de material perdido de $5.226,11 \text{ m}^3$ y un incremento de $1.935,43 \text{ m}^3$. Si se relacionan estos valores con la longitud (distancia reducida a la horizontal) del tramo estudiado (980,48 m), se tiene que salen del sector de estudio $4,73 \text{ m}^3/\text{m}$ y se incorporan $1,75 \text{ m}^3/\text{m}$. Pero estas tasas no son uniformes en todo el tramo estudiado, sino que se relacionan directamente con la pendiente. Así, en el PT1 se observa que la erosión se produce en las paredes, mientras que el fondo acumula una cantidad superior a la arrancada en los márgenes. Si se tiene en cuenta el contexto general, el perfil se localiza en la parte final de un rellano y justo en el cierre de un ensanchamiento del canal, que funciona como un tapón reteniendo sedimentos transportado de aguas arriba. En este periodo el PT2 sufre una importante merma de material en su pared derecha, que es evacuado casi en su totalidad (el área que indica la pérdida en la sección del perfil, $17,45 \text{ m}^2$, es muy superior al relleno del fondo, $0,71$

m²). El PT3 se encuentra en un sector con pendiente elevada (30%) y experimenta erosión tanto en las paredes como en el fondo, mientras que en el PT4 se aprecia acumulación en el fondo. Este último perfil se localiza inmediatamente aguas arriba de un estrechamiento de la garganta y se distinguen dos canales. Tras la unión de los dos cauces, en el PT5 sigue dominando la erosión, aunque las observaciones de campo y la forma del nuevo perfil muestran una nueva distribución de los *levées*. El cambio en la disposición de *levées* es más acusada en el PT6 (Figura 5.78), donde domina la sedimentación propiciada por la reducción de pendiente. De esta manera se puede afirmar que entre septiembre de 2003 y marzo de 2006 se produjo al menos un lahar en Tenenepanco de mayor entidad que borró las huellas de los anteriores.

Entre marzo de 2006 y febrero de 2008 se observan menos variaciones en la topografía de Tenenepanco. Se estiman valores de erosión menores (2.594,64 m³; 2,35 m³/m) y cantidades de sedimentación similares (2.096,64 m³; 1,90 m³/m). Esta dinámica es contraria a la que se observa en el tramo de estudio de Huiloac (curso medio), donde se incrementó la erosión respecto al periodo anterior (de 1,21 m³/m a 2,76 m³/m) y disminuyó la cantidad de material retenido (de 1,21 m³/m a 0,54 m³/m).

En el PT1 el balance entre erosión y sedimentación es favorable a esta última, ya que en el fondo de acumula más material que el que se desprende de las paredes. Las laderas cada vez presentan una mayor inestabilidad, y se observa una mayor verticalidad e incluso un extraplomo en la pared derecha. Se puede concluir que este estrechamiento sigue actuando de cierre y que en la cubeta superior se está produciendo un nuevo relleno. Aguas abajo, el PT2 muestra un equilibrio entre erosión y sedimentación, mientras que en el PT3 domina la acumulación de material en el fondo. Lo mismo sucede en el PT4, donde la cantidad de material sedimentado en el fondo supera lo erosionado en las paredes, por lo que se sigue produciendo un aporte de la cabecera.

Al contrario de lo observado aguas arriba, en el PT5 desaparecen los *levées* depositados por el lahar producido entre septiembre de 2003 y marzo de 2006 y la sección varía en sentido negativo en el fondo del canal. También retroceden las paredes, por lo que el balance final indica un vaciado de material. En el PT6 de nuevo se vuelve al dominio de la sedimentación, aunque el perfil trazado no considera lo que sucede en las paredes de la barranca. En los últimos dos años los valores de sedimentación (3,64 m²) siguen siendo mayores que los de erosión (1,58 m²), lo que indica que el fondo está recibiendo material de aguas arriba o de las paredes que le rodean. Las modificaciones en este fondo por erosión se deben a la evacuación o movimiento dentro del perfil del material abandonado por el lahar o lahares que se produjeron entre septiembre de 2003 y marzo de 2008 (Figura 5.78).

El comportamiento de los procesos de erosión y sedimentación en el tramo de la barranca de Tenenepanco parecen ser contrarios al comportamiento medio de las precipitaciones respecto de la serie normal. Durante el primer periodo las precipitaciones medias quedan por debajo de las de la serie normal (2005 resulta excepcionalmente seco; 2004 similar a la media; y sólo se consideran húmedos los meses de enero, mayo y junio de 2004, y octubre de 2003) y se registran los valores más elevados de erosión; mientras que en el siguiente periodo, más húmedo, los valores de erosión son menores y los de sedimentación parecidos a la etapa anterior. Esto parece indicar que en el curso alto la producción de lahares esté más relacionada con la intensidad de las precipitaciones que con los totales recogidos en un mes. Además, influyen otros factores como las aguas de fusión, los procesos gravitatorios que afectan a las paredes y al fondo del propio cauce (recuérdese la elevada pendiente), otros agentes externos (viento) y los procesos de hielo/deshielo (el PT1 a 4.322 m, está

inmediatamente por debajo del límite inferior del piso morfoclimático periglacial situado a 4.364 m, ver capítulo 4).

Por último, se realizó un cálculo del material evacuado en una de las depresiones que forman la cabecera del canal de Tenenepanco entre la situación que presentaba en 1992 y la topografía levantada en septiembre de 2003. En total se produce una variación negativa de 15.480,78 m³. Esta sería la cantidad mínima de material que se mueve desde este punto hacia posiciones inferiores de la barranca. El avance del material retenido en estas depresiones superiores se puede producir de forma repentina durante una erupción volcánica o durante precipitaciones copiosas. Pero las precipitaciones a partir de esta altura ya se presentan en todo el año en forma sólida, por lo que la causa de movilización, más que las precipitaciones en sí, sería una fusión repentina de la nieve (o del glaciar) o el arrastre por avalanchas, como el que rellenó esta depresión en 1992.

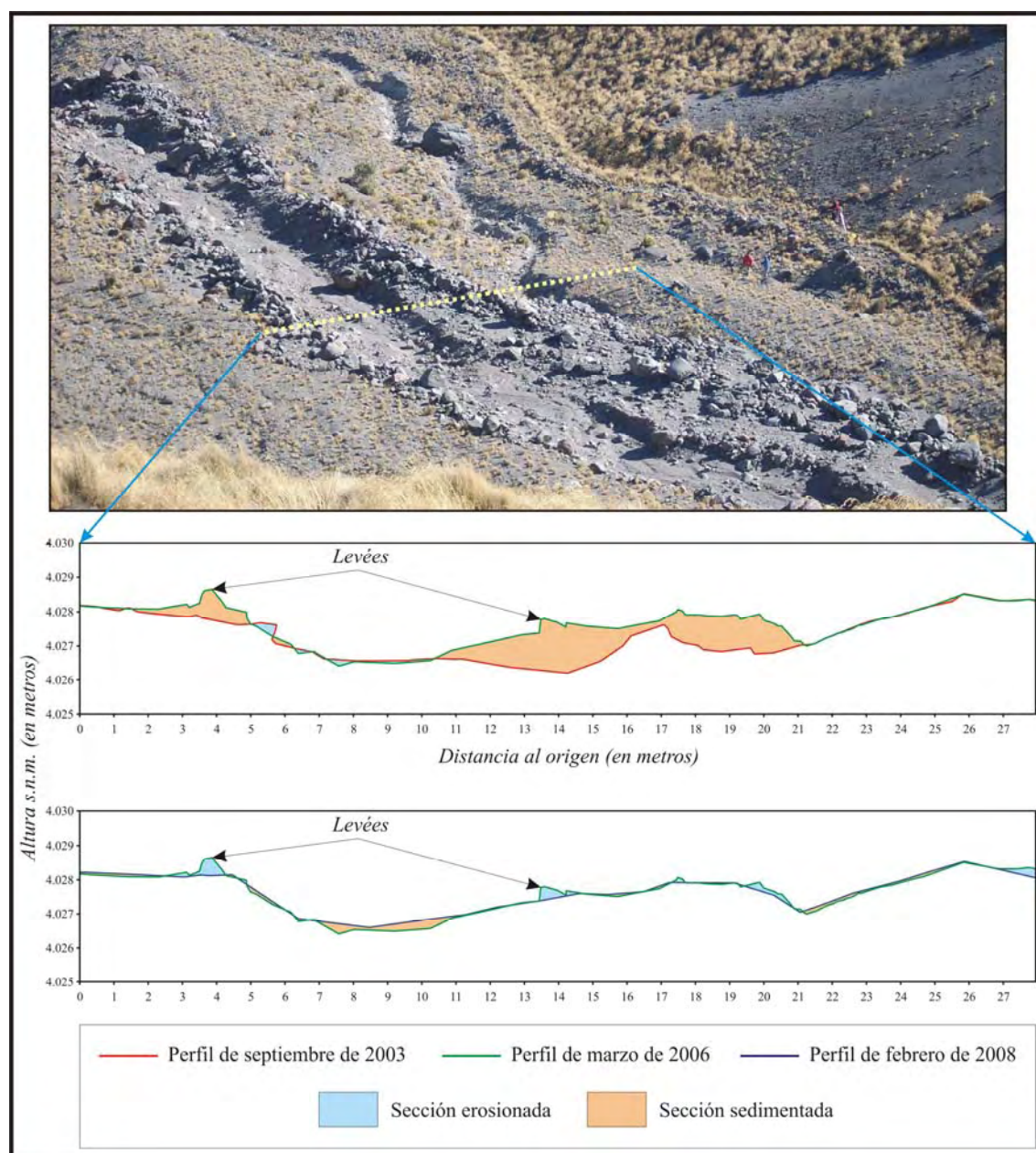


Figura 5.78. Evolución del perfil 6 en la barranca de Tenenepanco entre septiembre de 2003 y febrero de 2008. La fotografía fue tomada durante la realización del trabajo de campo de febrero de 2008.

B- Evolución del tramo situado en el curso medio: Huiloac:

Los depósitos de los lahares de 1997 y 2001 en la barranca de Huiloac introducen una perturbación en el canal. A partir de aquí, el sistema fluvial tiende a buscar un nuevo equilibrio entre la forma del canal y los flujos que por ella se suceden. En este trabajo se hace un seguimiento de las variaciones morfológicas sufridas, entre febrero de 2002 y febrero de 2008, por un tramo de la barranca de Huiloac localizado en el curso medio. Este tramo, entre los 3.200 y 3.240 m, se encuentra dentro del área considerada como receptora de los máximos volúmenes de precipitaciones pluviales (según los indicadores vegetales) y, por lo tanto, con mayores probabilidades de ser afectado por lahares.

Las fechas de toma de datos permiten hacer un análisis temporal de tres periodos de dos años (feb02-feb04, feb04-mar06, mar06-feb08). El primero de ellos está condicionado por la cercanía temporal del flujo de piroclastos y las primeras observaciones realizadas en la barranca de Huiloac (14 febrero de 2002) confirmaron, que tras el lahar primario de enero de 2001, se produjeron otros flujos de dimensiones más modestas, pero que dejaron sus huellas en el cauce. Así, se cartografiaron terrazas laháricas compuestas por una matriz de arena gruesa y cantos subangulares heterométricos que se elevan más de 20 cm sobre el lecho de la barranca y que disectan a los depósitos anteriores. Por el aspecto que presentan, con un escarpe nítido hacia el talweg, parece que en su formación han influido al menos una fase de deposición y otra de incisión, provocada por el mismo o por distintos flujos (Figura 5.79.A).

Los datos de precipitaciones máximas en 24 horas indican valores elevados en marzo de 2001 (Figura 5.74). Además, se conoce que estas precipitaciones se produjeron en forma de nieve y que su fusión provocó flujos de agua en la ladera norte del volcán (CENAPRED, 1997-2003). La existencia de una escorrentía anormalmente alta, junto a los depósitos sueltos recientemente depositados, indica una alta probabilidad de que se produjeran flujos laháricos en la barranca de Huiloac. Otros aguaceros fueron consignados durante el año 2001 (abril, mayo, julio y septiembre) e inicios de 2002 (13 de enero) en las estaciones cercanas, también susceptibles de alimentar dichos flujos. En especial cabe destacar, las cantidades recogidas el 13 de enero de 2002, por ser inhabituales en dicho mes y porque en cotas altas se producirían en forma de nieve o granizo. Estas aportaciones tienen lugar en un momento en el que el suelo permanece helado y actúa como una capa impermeable por encima de los 4.300 m aproximadamente (ver capítulo 4), de manera que en la parte alta las aguas corrientes sólo arrastrarían el material superficial que permanece sin helar. A partir de la cota señalada como límite inferior del suelo helado en invierno, al aguas podrían infiltrarse, y por lo tanto el flujo de la mezcla agua-sólidos cesaría en superficie, o tendría la suficiente fuerza como para seguir ladera abajo, con la posible incorporación de más material y más agua.

Los dos primeros años de estudio se han dividido en lapsos de tiempo desiguales (feb02-oct02, oct02-sep03, sep03-feb04), para relacionar las variaciones morfológicas con las precipitaciones recibidas siguiendo la pauta de estaciones secas y húmedas. Las divisiones se han realizado según las posibilidades de acceso y de disponibilidad de recursos y personal, por lo que no comprenden exactamente una estación seca o una húmeda únicamente.

En los ocho primeros meses de estudio se realiza un seguimiento de los cambios sufridos por la barranca desde el mes considerado como el más seco, febrero, hasta el final de la estación húmeda, octubre. Incluye por tanto este periodo la recuperación de la sequía invernal y los máximos de precipitación recibidos en el año. En concreto, el

año 2002 se comportó como seco respecto de la serie 1971-2000. Los meses más lluviosos, julio, julio y agosto, se alejaron por debajo de la media el 10%, 12% y 42% respectivamente. Sin embargo septiembre y octubre fueron excepcionalmente húmedos. En los registros de las estaciones cercanas se observaron precipitaciones copiosas y continuadas durante varios días en septiembre, octubre e incluso junio, similares a las registradas en estas estaciones en fechas en las que se conoce la existencia cierta de un lahar.

La comparación de los perfiles longitudinales de las fechas inicial y final muestra que se produce una incisión generalizada del fondo (los puntos más bajos de los perfiles transversales descienden una media de 0,53 m), con una mayor profundización en los perfiles del 24 al 29. Tan sólo se observa que entre los perfiles 5 y 8 el punto más bajo sufre una elevación (máxima de 0,50 m). Por otra parte, los perfiles transversales indican que la variación topográfica positiva (sedimentación) es inferior a la negativa (erosión) en todos los puntos de muestreo, excepto en el P23. De esta manera se estima una pérdida de 677,31 m³ de material y un incremento de 145,45 m³ entre los dos momentos de muestreo (Figura 5.55). Se produce entonces una apretura de la sección del canal, ya que domina la evacuación de los materiales, frente a la deposición más reciente.

El análisis de la variación de formas entre las dos fechas y la comparación visual de los perfiles transversales indica qué partes del canal están más o menos afectadas por la erosión. El 85,15% de la superficie estudiada no experimenta cambios de formas, en especial los surcos y crestas laháricas, que permanecen intactos, las laderas superiores, que se mantienen en un 95,66% de su extensión, y las laderas inferiores, que conservan el 68,74% del área inicial. Los cambios geomorfológicos se centran en la aparición de nuevos bancos fluvio-laháricos sobre el fondo del lecho (6,03% de la superficie total). Así, 480,52 m² del lecho de febrero de 2002 pasan a considerarse como bancos fluvio-laháricos en octubre. También el 20,40% de la superficie ocupada por terrazas laháricas en febrero se convierte ahora en este tipo de depósitos. Otra modificación que afecta a un área significativa (5,12% del total) es la pérdida de las laderas laháricas. En especial perturba a las laderas inferiores que retroceden a favor del lecho (1,71% de la superficie total) o son sustituidas por los nuevos depósitos laháricos (terrazas: 0,69% y bancos fluvio-laháricos: 1,66%). Esta variación indica que la erosión hace retroceder la base de las laderas constituidas por los depósitos laháricos de 1997 y 2001. El fondo de la barranca se ensancha en una tendencia a formar perfil en “U” cada vez más abierta (Figura 5.79.B).

La etapa entre octubre de 2002 y septiembre de 2003 se inicia con el final de la estación húmeda, coincidiendo con un mes de octubre excepcionalmente húmedo, abarca una estación seca completa y otra húmeda a excepción de la última quincena de septiembre y el mes de octubre. En el año 2003 la estación seca se prolongó hasta el mes de mayo y a partir de junio las precipitaciones estuvieron entre los márgenes de las medias de la serie de referencia, hasta septiembre, donde se incrementaron por encima de la media considerada para este mes. De esta manera las mayores cantidades de lluvia en 24 horas se registraron a finales del mes de octubre de 2002 (28,5 mm recogidos el 9 de octubre en Amecameca) y en el mes de junio de 2003 (28 mm registrados en San Pedro Nexapa el 2 de junio y 20,7 mm en Amecameca el 3 de junio). Estas son las fechas que presentan una probabilidad más alta de formación de lahares en la barranca de Huiloac.

La variación entre el perfil longitudinal que presenta este tramo de la barranca entre las fechas de estudio es arriesgado de valorar, ya que se cambió la técnica de obtención de datos topográficos y también se varió la localización de alguno de los

perfiles (ver apartado 2). Sin tener en cuenta los perfiles que cambiaron, se sigue observando una tendencia a la incisión en el punto más bajo de cada perfil, aunque en los cuatro primeros perfiles se produce una ligera elevación. Las variaciones de altura se mueven en un rango entre +0,5 y -0,5 m, aunque aguas abajo del perfil 22 se desarrolla una mayor incisión con la máxima profundización en el P24 (1,7 m). Este sector también fue excavado en el periodo anterior.

Se desconocen los valores de erosión y sedimentación para este periodo, ya que el error que se puede cometer al intentar superponer los perfiles (unos en coordenadas relativas y los últimos en coordenadas reales) puede superar las estimaciones obtenidas.

En este intervalo temporal de 11 meses los bancos fluvio-laháricos que en octubre de 2002 ocupaban una extensión de 855,7 m², reducen su presencia en un 75%. La desaparición de esta forma supone el 52,32% del área afectada por cambios (8,46% de la superficie total). Una parte muy pequeña de estos depósitos (2,19%) adquiere una mayor altura sobre el fondo y desarrolla un escarpe vertical hacia el talweg (pasa a considerarse terraza), mientras que las terrazas laháricas que aparecían en la cartografía de octubre de 2002, reducen ligeramente su presencia (de 287,9 m² a 220,1 m²).

El retroceso de las laderas laháricas afecta al 4,92% de la superficie total y supone una disminución del 5,03% de las laderas superiores (A3) y del 29,01% de las laderas inferiores (A4). Este espacio es ocupado en septiembre de 2003 por el lecho fluvial, que incrementa su superficie en un 56,01%, por lo que se pueden establecer dos hipótesis de evolución. En la primera, la dinámica de flujos que se establece en la barranca en este periodo evacua gran parte de los depósitos acumulados anteriormente y erosiona la parte baja de las laderas laháricas. En la segunda, estos flujos depositan su carga en el fondo de forma que ocultan los bancos fluvio-laháricos y la base de las laderas laháricas bajo una topografía uniforme. Ambas explicaciones son válidas para interpretar las modificaciones experimentadas por el mapa geomorfológico entre las dos fechas, pero sólo la primera está de acuerdo con el descenso generalizado que se observa en el perfil longitudinal y en una mayor verticalidad de las laderas inferiores observada en la comparación de la forma de los perfiles.

El área afectada por cambios morfológicos (16,18%) es ligeramente superior a la considerada en la etapa anterior (de febrero a octubre de 2002), aunque no proporcional con el tiempo considerado. Por otra parte, en este periodo el patrón de precipitaciones es muy similar a los valores medios, mientras que en 2002 quedó por debajo del promedio de referencia. En ninguno de los dos periodos se registraron valores elevados de máximas en 24 horas. Por lo tanto, se observa que al ampliar el periodo de estudio con la estación seca, las modificaciones no resultan significativamente mayores. Así, se puede considerar que las perturbaciones se concentran en la estación húmeda, aunque en esta etapa no se produzcan precipitaciones excepcionales. Si se consideran periodos con precipitaciones similares a la media o por debajo de esta, la proximidad temporal a la perturbación creada por el lahar primario es decisiva para estimar mayores modificaciones en el canal.

En los siguientes cinco meses, entre septiembre de 2003 y febrero de 2004, se han querido analizar las modificaciones geomorfológicas de la barranca sufridas durante una estación seca, con la salvedad del mes de octubre. Este mes de octubre resultó ser uno de los más húmedos, respecto de la media considerada (1971-2000), tanto en todo el país según los datos de el North America Drought Monitor (www.ncdc.noaa.gov), como en las estaciones más cercanas al volcán de las que se disponen datos. El mes de noviembre fue normalmente seco y el de diciembre anormalmente seco (el cuarto diciembre más seco desde 1942, según el Servicio Meteorológico Nacional). El mes de enero de 2004 resultó excepcionalmente húmedo y a mediados de mes se produjeron

abundantes precipitaciones en el centro y oeste del país. En las montañas de los alrededores de la Ciudad de México se produjeron fuertes nevadas según el Servicio Meteorológico Nacional. De esta manera, en las estaciones cercanas al área de estudio se observan picos de precipitación pluvial a mediados del mes de enero que pudieron causar flujos repentinos en la barranca (Figura 5.75). La fusión de las nieves caídas en el como superior también pudo ocasionar flujos poco habituales en esta época del año.

Estas condiciones excepcionales son las causantes del aumento de los cambios geomorfológicos observados en la barrancas en este periodo de tiempo (22,70 % de la superficie total, Figura 5.70). La principal modificación experimentada en estos meses es la creación de nuevas terrazas laháricas sobre el fondo fluvial y a expensas de algunos bancos fluvio-laháricos (8,79% de la superficie total) y también en detrimento de las laderas inferiores (1,67%). También se incrementa la presencia de nuevos bancos fluvio-laháricos sobre el fondo de la barranca (3,47%) o en sustitución de las laderas inferiores (1,57 %). La erosión de las laderas laháricas preexistentes -laderas superiores que pasan a considerarse inferiores y laderas que se convierten en lecho fluvial, bancos o terrazas- es superior a la observada en los 11 meses anteriores (7,60% de la superficie total). Es de destacar que es en este periodo en el que se observa que una mayor superficie de A3 (laderas superiores) se convierte en A4, es decir, ha sido afectada por la erosión de la corriente. Para ello, cabe suponer, que las aguas circularon más altas que en épocas anteriores, lo cual es bastante improbable en una estación seca. Aunque esta es una estación seca atípica y no se poseen datos exactos de la cantidad precipitada en el área de cabecera de la barranca. Otra de las hipótesis es que el fondo de la barranca se encontrara topográficamente más elevado que en aguaceros anteriores, por lo que la corriente afectó a posiciones más altas de las laderas. De nuevo, aparece la idea de que los meses anteriores (entre octubre de 2002 y septiembre de 2003) la barranca sufrió un relleno. Además, el hecho de que ahora los cambios se concentren en la formación de terrazas y resaltes someros de bancos, puede ser indicador de una incisión localizada que secciona los depósitos y los individualiza sobre el lecho.

A pesar de que el objetivo inicial era estudiar el comportamiento de la barranca durante una estación seca, el comportamiento atípico de las precipitaciones de finales de octubre y del mes de enero introdujo mayores perturbaciones que las observadas en la estación húmeda de 2002 o en los once meses siguientes. De esta manera, se demuestra que precipitaciones excepcionales al finalizar la época de lluvias o durante la estación seca pueden causar mayores modificaciones en la barranca que precipitaciones próximas a los valores medios de la serie en estaciones húmedas, aunque estas se produzcan temporalmente más cerca de la variación introducida por el lahar primario.

Si se analizan los cambios sucedidos entre febrero de 2002 y febrero de 2004 en conjunto se observa que lo sucedido en los últimos meses tiene un gran peso en el total. Los principales cambios se pueden resumir en la erosión sufrida por las laderas constituidas por los depósitos de los lahares primarios de 1997 y 2001 y en la formación de nuevas terrazas laháricas (Figura 5.79.C). En el primer caso, las laderas superiores, que al inicio del periodo cubrían el 41,23% de la superficie total considerada, reducen su representación al 33,00% dos años después, al ceder ese espacio a las laderas inferiores, al lecho fluvial y a los nuevos depósitos de terraza de lahar. Las laderas inferiores también disminuyen su representación areal, ya que, a pesar de invadir posiciones anteriormente ocupadas por las laderas superiores, facilitan espacio a las terrazas y al lecho. Las nuevas terrazas se generan directamente sobre el fondo del lecho (5,92% de la superficie total) o restando espacio a las laderas inferiores (3,84% de la superficie total).

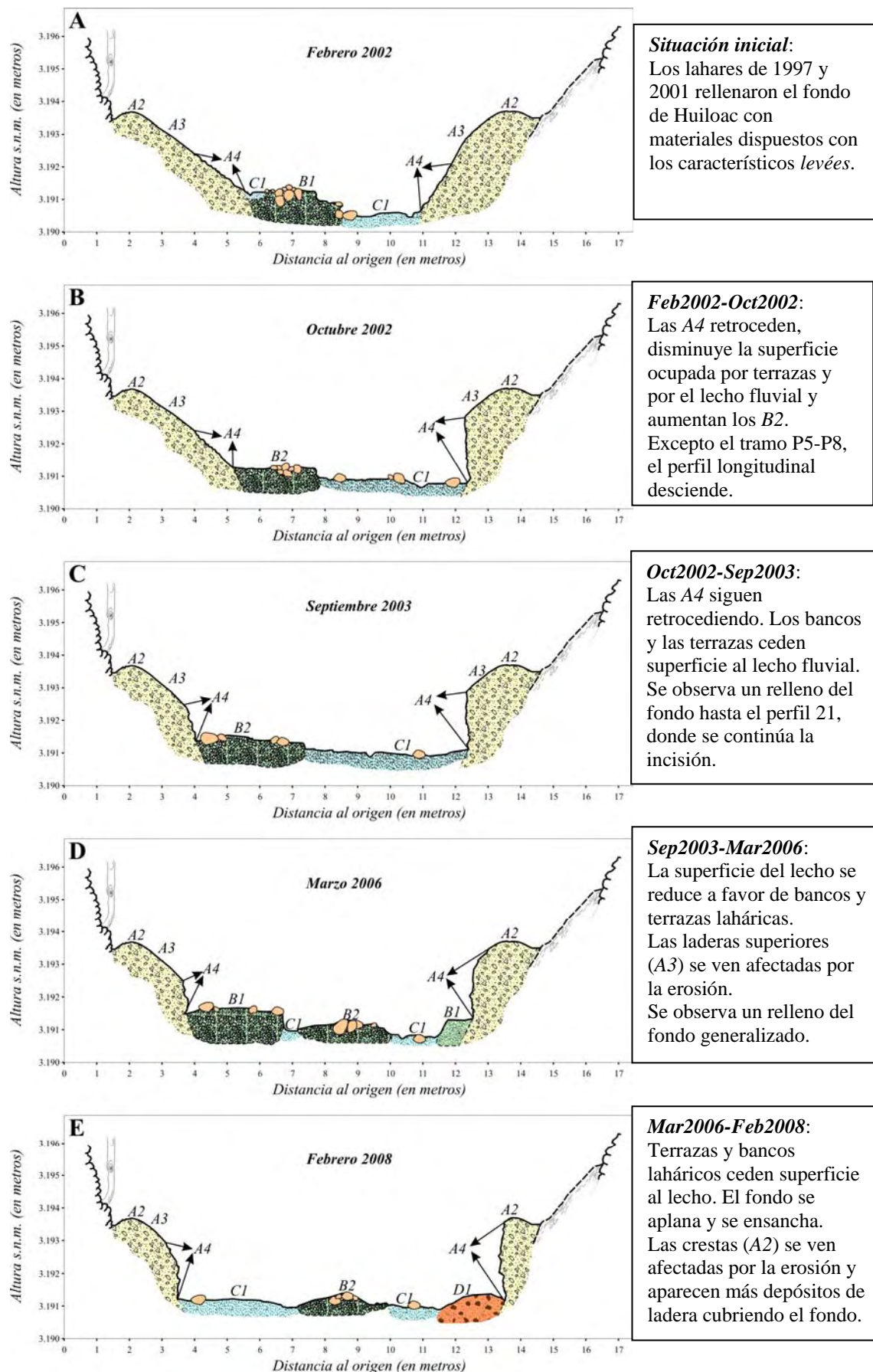


Figura 5.79. Evolución morfológica del tramo elegido en la barranca de Huiloac sobre un perfil modelo, en los periodos de estudio.

Las variaciones morfológicas sufridas por la barranca entre febrero de 2004 y marzo de 2006 se ven influidas por un comportamiento de las precipitaciones diferente al anteriormente observado. El 2004 se presenta como un año medio, incluso con valores ligeramente por encima de los normales. El informe del North America Drought Monitor, (www.ncdc.noaa.gov) señala que la estación húmeda se adelantó levemente, para luego presentar valores por debajo de la media en julio y agosto. Los dos meses siguientes volvieron a considerarse húmedos debido a la incidencia en el centro del país de las, ya debilitadas, tormentas tropicales. Esto se refleja claramente en las estaciones cercanas al área de estudio para las que existen registros pluviométricos (San Pedro Nexapa y Hueyapan), de forma que los meses de marzo y mayo resultan tener precipitaciones por encima de la serie 1971-2000 (Figura 5.76). De igual manera los meses de septiembre y octubre recogieron cantidades superiores a los valores medios.

A partir de noviembre de 2004 se empieza a observar en todo el país un descenso de las precipitaciones que se generaliza al año siguiente. Las precipitaciones mensuales recogidas en las estaciones de Amecameca y San Pedro Nexapa son todas inferiores a la media de la serie 1971-2000. La situación se mantiene e incluso se agrava durante los meses de enero y febrero de 2006. El North America Drought Monitor, (www.ncdc.noaa.gov) considera que febrero de 2006 fue el tercer febrero más seco desde 1941 y que el invierno comprendido entre noviembre de 2005 y marzo de 2006 es el tercero más seco de la serie 1941-2006.

Las condiciones anormalmente secas del último año se hacen sentir en los cambios morfológicos del tramo de estudio de Huiloac, ya que la superficie modificada se reduce respecto del bienio anterior (entre 2002 y 2004 recibe modificaciones el 28,13% de la superficie, mientras que entre 2004 y 2006 varía el 19,21%). A pesar de esta sequía generalizada durante 2005, se han observado máximos de precipitación en 24 horas en las estaciones cercanas, que en la posición altitudinal a la que se encuentra el tramo de estudio, pudieron ser cantidades suficientes para originar pequeños lahares. Así se recogen cantidades destacadas en la segunda quincena de mayo de 2004 (41 mm, el día 18 en Amecameca; 34,2 mm, el día 31 en San Pedro Nexapa; 38,5 mm y 51 mm los días 21 y 31 en Hueyapan). En San Pedro de Nexapa se registra la máxima precipitación en 24 horas de la serie 1961-2005 el 29 de junio de 2004 (52,3 mm), acompañada de cantidades algo menores en la estación próxima de Amecameca (25 mm). Durante el año 2005 las máximas en 24 horas recogidas en Amecameca el 24 de julio (28 mm) y en San Pedro el 23 de junio (33,2 mm) también pueden ser indicadores de intensas precipitaciones excepcionales que afectaran a la barranca.

El retroceso de las laderas laháricas es sensiblemente inferior a los dos años anteriores (3,67% de la superficie total, 19,10% de la superficie modificada). El espacio liberado es ocupado en un 72,21% (210,80 m²) por nuevas terrazas y bancos fluvio-laháricos, que además restan al lecho otros 666,53 m². En marzo de 2006, los bancos y las terrazas ocupan el 25,2% de la barranca, lo que supone la máxima extensión para los bancos (16,2% de la superficie total) y un aumento de 193,9 m² para las terrazas. Por el contrario el lecho se reduce a la mínima extensión observada (22,7% del total).

La comparación de los datos topográficos disponibles indica que para el total del tramo estudiado se produjeron cantidades muy similares de erosión (620,03 m³) y de sedimentación (621,22 m³) entre septiembre de 2003 y marzo de 2006 (Figura 5.55). Estos datos añaden una nueva información a la evolución de la barranca, ya que, si tenemos en cuenta que la superficie ocupada por formas de origen erosivo es inferior a la dominada por formas de origen sedimentario, se puede concluir que los espesores que aportan las formas sedimentarias son menores que los espesores erosionados. Además, hay que tener en cuenta que la erosión se produce fundamentalmente en las laderas, con

lo que la pendiente incrementa la superficie real afectada por dicha erosión, mientras que en el estudio sólo se tiene en cuenta la superficie proyectada.

Por otro lado, erosión y sedimentación no se reparten de forma uniforme a lo largo del tramo de barranca, sino que presentan concentraciones en distintos lugares. Entre los perfiles 16 y 24 predomina la pérdida de material, con el máximo valor de erosión registrado en el S21 (2,51 m³/m). Se dan aquí también los valores más altos de incisión en el cauce con una variación de -1,24 m y de -0,76 m en los puntos más bajos de los perfiles 20 y 21, respectivamente. En el análisis detallado de estos perfiles se observa que entre las dos fechas se produce un retroceso de las laderas inferiores, lo que se traduce en el predominio de procesos de zapa. En especial, los perfiles 22 y 23 experimentan retrocesos en sus laderas, debido a la erosión concentrada en la base. La variación morfológica indica también que aquí se concentran los procesos de erosión en las laderas de los *levées*. Hay que notar que ya la erosión sufrida durante el bienio anterior incrementó la pendiente e inició la inestabilidad de estas laderas.

También son más elevados los valores de erosión que de sedimentación en los subtramos 1, 2, 3, 7, 10 y 11, donde el talweg presenta también incisiones de -1,60 m (P2), -0,59 m (P3), -0,73 m (P10). Los perfiles que enmarcan estos subtramos indican una profundización en el lecho, además de un proceso de zapa incipiente en la margen izquierda del perfil 11. El descenso en altura de todo el fondo resulta imperceptible en los mapas de variaciones geomorfológicas, ya que el lecho fluvial excavado sigue ocupando una superficie similar, por lo que no se registran cambios. Incluso la cartografía morfológica puede dar lugar a equívocos, ya que el fondo del lecho fluvial queda ocupado por nuevas terrazas laháricas en las orillas, con lo que da una falsa idea de dominio de la sedimentación.

La sedimentación predomina en el resto de los subtramos considerados y alcanza el máximo valor absoluto en el S13, aunque en relación con la longitud del canal tiene mayor incidencia entre los subtramos 24 y 28. Es en este sector donde se produce un relleno del fondo del canal de aproximadamente 1 m de espesor, que entierra las laderas inferiores de los *levées* y parte de las superiores. Además va acompañado de un ligero retroceso de las laderas superiores, con lo que el resultado final es una elevación del fondo y un ensanchamiento del canal, donde apenas resaltan en altura los bancos fluvio-laháricos localizados en las orillas del lecho fluvial. De nuevo la comparación de los mapas geomorfológicos puede llevar a equívocos en la valoración de la erosión y de la sedimentación. De la observación de estos mapas se concluye un ensanchamiento del fondo y una pérdida de las laderas, que en ocasiones quedan reducidas a la cresta del *levée* (Figura 5.79.D). Pero esta modificación puede ser debida tanto a un encajamiento del canal con una fuerte erosión en las laderas, que retroceden para dejar espacio al fondo del lecho, como a un relleno del fondo que oculta gran parte de las laderas y activa la erosión en las partes altas de estas. Por lo tanto, se vuelve a apreciar cómo la información ofrecida por la topografía y la aportada por los mapas geomorfológicos se complementa.

Para el último bienio de estudio, entre marzo de 2006 y febrero de 2008, se dispone de escasos registros de precipitación directa en las estaciones cercanas, aunque los informes del North America Drought Monitor (www.ncdc.noaa.gov) son una ayuda para comprender la dinámica general de las precipitaciones y las anomalías respecto de los valores medios. En abril de 2006 parece superada la sequía, ya que las precipitaciones recogidas en las dos estaciones para las que se dispone de valores son superiores a la media de referencia. A partir de este mes, la estación húmeda presenta valores por encima de los promedios calculados para estos meses. Se recogen cantidades elevadas en 24 horas el 2 de julio (48 mm en San Pedro y 40 mm en

Amecameca), 22 y 23 de julio (26,3 y 25 mm en San Pedro y 35 y 26 mm en Amecameca) y el 2 de agosto (28,2 mm en San Pedro y 31 mm en Amecameca). Estos aguaceros, probablemente originaron flujos en la barranca de Huiloac.

Las condiciones de humedad se mantuvieron, ya que por influencia del fenómeno El Niño (ENSO), se elevaron las precipitaciones hasta el mes de noviembre. Por el contrario la primavera de 2007 presenta valores inferiores a la media, pero las cantidades alcanzan valores normales en el centro de la estación húmeda (julio y agosto). Los meses de septiembre y octubre de 2007 siguieron recogiendo cantidades elevadas de agua, relacionadas con una mayor incidencia de las tormentas tropicales. Tal vez los aguaceros recibidos en estos meses movilizaron nuevos flujos por la barranca, ya que el suelo se encontraría saturado por el exceso de agua recibida en los meses anteriores y la mayor parte de las precipitaciones pasarían a la escorrentía superficial. Las condiciones de precipitaciones por debajo de la media de la serie de referencia volvieron a aparecer en noviembre y se mantuvieron hasta la última fecha considerada.

La variación sufrida por los puntos más bajos de los perfiles transversales, que constituyen el perfil longitudinal del cauce, indica en general una elevación entre los perfiles 1 y 21 y un descenso entre el 22 y el 29. Pero esto no quiere decir que domine la sedimentación entre los primeros y la erosión entre los segundos, ya que un examen detallado de los perfiles y de la variación geomorfológica sugiere que el área comprendida entre los primeros 20 perfiles ha experimentado en este tiempo un ligero relleno de su fondo plano, mientras que las laderas han retrocedido y se han verticalizado (Figura 5.79.E). El trayecto restante ha sido objeto de una mayor incisión, aunque se mantiene el ensanchamiento.

De los bienios tratados es en el último donde se encuentra más superficie afectada por cambios morfológicos (31,12%). La variación dominante se produce como resultado de la desaparición o reducción topográfica de los relieves construidos en el material lahárico reciente (14,39% de la superficie total y 46,25% de los cambios). El espacio liberado pasa a ser considerado como lecho fluvial, que en febrero de 2008 alcanza su máxima extensión (2.748,3 m², 34,5% del total). El retroceso de las laderas se incrementa respecto de la fase anterior y afecta al 7,51% de la superficie total (24,12% de los cambios). El espacio cedido por las laderas es ocupado principalmente por el lecho fluvial (4,84% del total).

Especialmente significativo resulta el 1,57% de la superficie total ocupada en el momento final por depósitos de ladera, unido a la desaparición del 0,6% de la superficie ocupada por las crestas laháricas. Lo exiguo de las cifras no resta su importancia, ya que únicamente en este periodo tienen cierta representatividad. Su presencia es reveladora de procesos de ladera que afectan, no sólo a los *levées* depositados por los lahares de 1997 y 2001, sino también a las paredes superiores de la barranca. El aumento de pendiente de las laderas situadas en la base de esas paredes, debida a la erosión sufrida en los años anteriores, es la causa del incremento de inestabilidad, con lo que un leve proceso de zapa por parte de la corriente fluvial puede ser suficiente para poner en movimiento la ladera. Esto es lo que se ha observado en la ladera derecha de los perfiles 4 (Figura 5.38), 5, 14, 17, 18 y 20; en la ladera izquierda de los perfiles 10, 11, 13 y 22; y en ambas laderas del perfil 15.

La aparición de nuevas formas de terrazas y bancos fluvio-laháricos se produce en un área menor que en el bienio anterior (4,26% y 3,39%, respectivamente). De hecho, la cantidad total sedimentada en el conjunto de la barranca al final del periodo, calculada por el método de perfiles, es de 277,07 m³, menos de la mitad que la cantidad depositada entre septiembre de 2003 y marzo de 2006. Esta cantidad también concuerda

con el hecho de que el fondo del canal sufre un vaciado, allí donde anteriormente se había rellenado. Así se observa, por ejemplo, entre los perfiles 24 y 29, sector que sufrió un relleno de aproximadamente 1 m de altura entre septiembre de 2003 y marzo de 2006, y que se vació en los dos años posteriores. De otro lado, el balance de material erosionado en el último bienio ($1.423,94 \text{ m}^3$) es sensiblemente superior al calculado para el periodo septiembre 2003/ marzo 2006 ($620,03 \text{ m}^3$), lo que se relaciona directamente con una mayor superficie afectada por procesos de erosión observada en el análisis de cambios morfológicos.

El hecho de que se erosionen $1.423,94 \text{ m}^3$ en comparación de los $277,07 \text{ m}^3$ depositados que permanecen en el tramo de barranca analizado es indicativo de que en los años más húmedos que la media, los flujos se muestran más competitivos, no sólo en erosionar sino en evacuar lo erosionado o depositado en el tiempo transcurrido entre las fechas de muestreo. Incluso estos flujos pueden presentar poca competencia erosiva en sí, ya que las laderas se encuentran muy inestabilizadas por la erosión anterior y la fuerte pendiente, y presentan menos resistencia a la erosión. En épocas secas, con precipitaciones inferiores a la media, el balance erosivo resulta menor ($620,03 \text{ m}^3$ entre septiembre de 2003 y marzo de 2006), coincidiendo con un área afectada por cambios más reducida y un menor retroceso de las laderas, además de una menor competencia de los flujos para evacuar el material erosionado o el acarreado ($621,22 \text{ m}^3$ de relleno entre septiembre de 2003 y marzo de 2006). También presenta un comportamiento seco el periodo comprendido entre febrero y octubre de 2002, aunque los dos últimos meses tengan precipitaciones superiores a la media. Pero en este caso las cantidades erosionadas resultan las más elevadas en proporción con la duración del periodo considerado ($677,31 \text{ m}^3$ en 8 meses), tal vez debido a la proximidad temporal al lahar primario que dio origen a la última perturbación morfológica en la barranca.

El balance entre la fecha inicial y final del estudio tan sólo se puede realizar de forma rigurosa desde el punto de vista geomorfológico, ya que las técnicas de obtención de datos topográficos fueron modificadas a partir de septiembre de 2003. Para el periodo completo, el tramo de estudio experimentó cambios en un 37,34% de su superficie. Las principales modificaciones morfológicas sufridas son las relacionadas con la erosión de las formas laháricas iniciales (62,84% del área con cambios). Las laderas superiores ceden el 28,54% de su superficie a otras formas y las laderas inferiores pierden el 87,52% de su extensión a favor de otros relieves. Las terrazas laháricas cartografiadas en el momento inicial, tan sólo mantienen el 27,83% de su superficie al final del estudio (1,32% de área sin cambios). A pesar de ello, la superficie que presenta este relieve al finalizar el estudio es el 126,99% de la extensión inicial, es decir, se generan nuevas formas de terraza que cubren $768,78 \text{ m}^2$. Estas nuevas terrazas se crean a partir de las laderas formadas por los depósitos laháricos de 1997 y 2001 en un 66,82% ($513,68 \text{ m}^2$) y por nuevos depósitos arrastrados por flujos sobre el lecho en un 33,18% ($255,10 \text{ m}^2$).

Otros procesos de erosión afectan a los bancos fluvio-laháricos (5,90% de la superficie modificada). Los depósitos cartografiados en 2002 reducen su superficie a la mitad, pero en 2008 se observa que ya se han producido nuevos depósitos del mismo tipo que duplican la superficie desaparecida. Menor representación en superficie tienen los procesos que afectan a los depósitos de ladera, tanto por erosión (1,34 % de la superficie modificada) como por deposición (2,92 % de la superficie modificada).

Las variaciones topográficas experimentadas entre septiembre de 2003 y febrero de 2008 se estimaron en términos de volumen erosionado y sedimentado entre las dos

fechas mediante dos métodos de cálculo. La comparación de los modelos de elevación estima un total de 1.277,04 m³ de material erosionado y de 576,13 m³ de material sedimentado. Por otro lado, los cálculos realizados a partir de la comparación de perfiles indican que entre las dos fechas el tramo considerado de la barranca de Huiloac perdió una cantidad de 1.523,22 m³ y aumentó en 387,22 m³.

Esta diferencia en los resultados se debe a la cantidad y distribución de los datos de entrada. Por un lado, los perfiles contienen información topográfica detallada concentrada en una línea transversal a la barranca, con lo que los resultados de los cálculos y medidas realizadas sobre esta línea resultan altamente precisos. En cambio, se desconocen en absoluto los valores de altitud de los puntos localizados entre estas líneas. Por otra parte, los levantamientos topográficos dan una visión general de toda la superficie de estudio con un grado de precisión aceptable para la escala de trabajo, pero no tan detallado como el obtenido en la línea de perfiles con el anterior método. En este caso, se conoce la topografía de toda la barranca, aunque el detalle es inferior al obtenido en los perfiles.

4.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En la presente investigación se ha realizado un seguimiento de las variaciones morfológicas de dos tramos de la barranca Tenenepanco-Huiloac, mediante la aplicación de TIG a una colección de datos topográficos y geomorfológicos, que se han puesto en relación con las cantidades precipitadas en las proximidades del área de estudio. En el presente apartado se realiza una comparación de los métodos empleados en los escasos estudios similares para valorar la adecuación de las técnicas utilizadas aquí y sugerir algunas mejoras. Por último, se exponen las conclusiones alcanzadas en el estudio.

4.1.- Discusión y validación del método.

Como se ha indicado en la Introducción, existen pocos estudios detallados sobre la evolución morfológica de los canales laháricos en periodos con ausencia de grandes flujos. En cambio, numerosos autores coinciden en que la morfología previa del canal condiciona los parámetros del lahar (Chow, 1959; Pierson, 1986; Pierson y Costa, 1987; Daag y van Westen, 1996; van Westen, 1997; Rodolfo, 1989; Rodolfo *et al.*, 1989; Renschler, 2005; Muñoz-Salinas *et al.*, 2007 y 2009) y que en los largos periodos de relativa calma se producen importantes variaciones en el cauce (Rodolfo, 1989; Pierson, 1985; Pierson y Scott, 1985), ya que la red fluvial, una vez perturbada por uno de estos flujos, inicia una evolución al equilibrio que se manifiesta en una serie de modificaciones morfológicas.

Para analizar las variaciones en el canal estos autores han empleado distintas técnicas que van desde la instalación de trampas de sedimentos, en el caso de los estudios realizados en la red fluvial del St. Helens (Janda *et al.*, 1984b; Collins *et al.*, 1983; Lehre *et al.*, 1983; Collins y Dunne, 1986; Mayer y Martinson, 1989; Major *et al.*, 2000), hasta la comparación de perfiles topográficos medidos directamente en el campo (Rodolfo, 1989), en lugares donde no se cuentan con los mismos recursos económicos. En trabajos más recientes la variación topográfica entre dos fechas de un canal se ha calculado a partir de imágenes tridimensionales mediante el uso de modelos digitales de elevación generados a partir de imágenes de satélite o de fotografía aérea (Van Westen, 1997; Daag, 2003; Garcin *et al.*, 2005; y Barclay *et al.*, 2007). Es de destacar el trabajo de Daag (2003) que realiza los cálculos de variación de la topografía mediante comparación de secciones transversales obtenidas de modelos de elevación elaborados a

partir de imágenes de satélite. En otros medios no volcánicos son muy frecuentes los estudios de seguimiento realizados mediante la comparación de secciones del canal, aunque estos se centran principalmente en relacionar el tipo de flujo con las cantidades erosionadas o en analizar un único suceso de gran magnitud, como indican Chen, *et al.* (2005). Estos autores realizan un seguimiento de las cantidades erosionadas y depositadas en un cauce mediante la observación de perfiles topográficos perpendiculares a la corriente. En su investigación concluyen que la variación de altura del punto más bajo del perfil refleja el cambio sufrido en todo el perfil, de forma que si el punto más bajo desciende, se entiende que el perfil ha sufrido una erosión generalizada, y si este asciende, en el perfil ha dominado la sedimentación. Sin embargo la información recogida en algunos perfiles de Huiloac contradice esta afirmación. Así, entre febrero y octubre de 2002, mientras que el punto más bajo del perfil asciende en los perfiles del 5 al 8 entre las dos fechas de estudio, la sección que varía por erosión resulta mayor que la que lo hace por sedimentación (Figura 5.56). También las tasas de erosión calculadas para los subtramos comprendidos entre estos perfiles resultan superiores a las de sedimentación (p.e. entre febrero y octubre de 2002, en el S6 se estima una erosión de $1,50 \text{ m}^3/\text{m}$ y una sedimentación de $0,07 \text{ m}^3/\text{m}$; y en el S7, una erosión de $2,38 \text{ m}^3/\text{m}$ y una deposición de $0,06 \text{ m}^3/\text{m}$). De esta manera, la variación del punto más bajo del perfil no refleja exactamente la modificación sufrida por todo el perfil, ya que sólo es indicativo de la existencia o no de incisión en el fondo del canal. Incluso, cuando las cantidades de variación de altura del punto más bajo resultan bajas en comparación con la anchura del canal (de unos pocos centímetros en la escala de este estudio), no se puede inferir el dominio de la incisión en el fondo, ya que habría que tener en cuenta lo qué ha sucedido en el resto del perfil y si este punto más bajo ha cambiado de localización a lo largo de la línea escogida. En otras ocasiones se ha observado que el principio expuesto por Chen, *et al.* (2005) se cumple como sucede en el periodo comprendido entre febrero de 2004 y marzo de 2006, entre los perfiles 20 y 21, que registran un descenso de su punto más bajo, a la vez que entre ellos se produce una elevada tasa de erosión ($2,51 \text{ m}^3/\text{m}$).

La efectividad de estos métodos no ha sido contrastada en ningún estudio, por lo que la exactitud de los resultados obtenidos con uno u otro método no se puede determinar. La única referencia que existe en la bibliografía es el trabajo de Daag (2003), en el que hace una comparación de los resultados obtenidos con la resta de modelos de elevación en la cuenca del Sacobia-Pasig (Mt. Pinatubo, Filipinas), con los derivados del estudio mediante comparación de perfiles de la *Japan International Cooperation Agency* (JICA, 1996). Los valores finales de ambas investigaciones son muy similares, pero el área de estudio es muy grande (64 km^2) y la resolución espacial de las entradas (modelos y perfiles) es muy elevada (20/30 m según la fuente).

Lo que queda claro es que cada método tiene una serie de ventajas e inconvenientes. Por una parte, las trampas de sedimentos resultan costosas de adquirir y de mantener, pero dan una información bastante exacta sobre la cantidad de material que se moviliza a la largo de un cauce hasta el punto de instalación. En contrapartida, no ofrecen ninguna información sobre la cantidad de material que ha iniciado su viaje por el canal y todavía no ha llegado hasta la trampa, ni indica la localización exacta de los lugares donde se produce erosión y sedimentación.

La comparación de perfiles topográficos localiza las áreas donde se producen preferentemente erosión o sedimentación, además de procurar información de las formas que se crean o destruyen en un determinado periodo de tiempo. Con esta técnica la información que se obtiene no es continua en el tiempo, esto es, se refiere a dos momentos, entre los que se producen modificaciones que no se ven una a una, sino que

se muestran como un resultado único (neto). Los cálculos realizados sobre los perfiles poseen la exactitud que les confiere el número de puntos medidos a lo largo del perfil, mientras que se desconoce lo que sucede entre perfiles.

Por el contrario, la resta de modelos de elevación tiene en cuenta toda la superficie del canal representada en tres dimensiones y su exactitud está en función de su resolución espacial (cantidad de datos tomados en relación con la escala de trabajo). Los resultados que ofrece hacen referencia a los dos momentos de estudio, inicial y final, sin tener en cuenta posibles modificaciones intermedias, al igual que la técnica de comparación de perfiles.

En la presente investigación se ha querido valorar la diferencia de los resultados obtenidos con las técnicas de comparación de perfiles y con las de resta de modelos de elevación. Para ello, durante el trabajo de campo de septiembre de 2003 y febrero de 2008, el equipo de topógrafos realizó un levantamiento de la barranca con un error inferior a 10 cm, aceptable para una cartografía a escala 1:500. La resta de los modelos dio un resultado de 1.278,97 m³ erosionados y 573,09 m³ sedimentados como balance entre las dos fechas. Por otro lado, los cálculos realizados a partir de la comparación de los perfiles topográficos arrojaron una erosión de 1.523,22 m³ y una sedimentación de 387,22 m³. De esta manera se puede pensar que el método de perfiles subestima la sedimentación y sobrevalora la erosión. Pero en un análisis detallado se llega a la conclusión de que los resultados no son comparables, ya que el modelo se genera a partir de una serie de puntos aleatoriamente dispuestos en el terreno y sus límites están condicionados por la localización de dichos puntos que no tienen porqué coincidir con los de los perfiles. De hecho los perfiles 1, 3, 4, 11 y 13 sobrepasan el área incluida en los modelos de elevación. Además, como se ha indicado, la distribución de los puntos es aleatoria y hay áreas que quedan sin cubrir. Por ejemplo, entre las dos fechas se produjo un derrumbe en la ladera derecha del perfil 19, pero durante el levantamiento de febrero de 2008 sólo recibió un punto la parte superior de la ladera que interpoló con los puntos que se dieron sobre el depósito de material que elevó el fondo. El resultado en el modelo es una rampa regular que une un punto de la pared con el depósito inferior, una superficie más elevada que la de septiembre de 2003. De esta manera en la resta de modelos el derrumbe se entiende como un aumento de la altura en esos puntos y por lo tanto como sedimentación (Figura 5.80). Estos errores son frecuentes a la hora de generar estos modelos, mientras que cuando se realiza un perfil los puntos no se miden de forma aleatoria, sino aquellos que mejor reflejan los cambios de pendiente.

También se realizaron sobre los modelos de elevaciones de ambas fechas una serie de perfiles topográficos en la misma localización que los medidos en el campo. El cálculo de erosión y sedimentación con dichos perfiles fue de 1.391,61 m³ para la primera y 481,27 m³ para la segunda. Estos valores difieren en 8,81 % y -16,03% con los valores obtenidos mediante la comparación directa de los modelos.

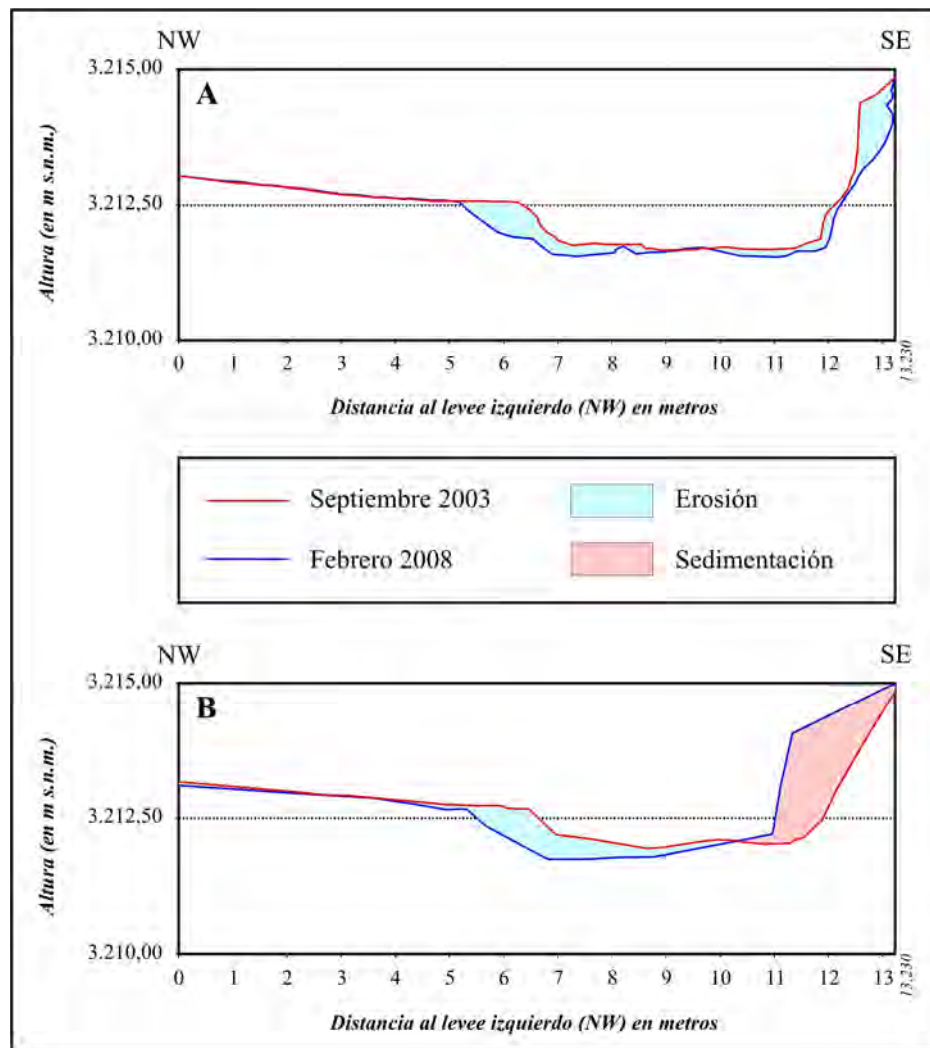


Figura 5.80. Contraste entre el resultado de comparar (A) los perfiles topográficos levantados en el campo durante las campañas de septiembre de 2003 (rojo) y febrero de 2008 (azul) en el P19, con la diferencia (B) entre los perfiles trazados en el mismo lugar sobre los MDE generados con la nube de puntos tomadas en las mismas fechas. Mientras que en la realidad la margen derecha perdió material debido a un derrumbe (A), la diferencia de MDE calcula un aumento de la altura del terreno en ese mismo lugar, lo que indica sedimentación (B).

Por otro lado, aunque los autores recalcan la influencia de la morfología del canal en las condiciones del flujo, son escasos los estudios dedicados a realizar un seguimiento de la evolución geomorfológica que experimenta un canal afectado por lahares en periodos de baja actividad volcánica. Daag (2003) analiza las variaciones sufridas en la red hidrográfica del Pinatubo tras las perturbaciones producidas por el flujo piroclástico de 1991 mediante la realización de mapas geomorfológicos a partir de imágenes de satélite. Concluyó que el estudio geomorfológico resulta indispensable para determinar el riesgo futuro de lahares. Pero la utilización de este tipo de imágenes de satélite (SPOT y Landsat) para la producción de cartografías geomorfológicas, no siempre es posible (nubosidad, fumarolas continuas) o no resulta adecuada como en el caso de experimentación, en el que el canal presenta anchuras inferiores a la resolución espacial de las imágenes y se encuentra en un espeso bosque. En este último supuesto, las imágenes y topografías generadas por otros sistemas con mayor resolución y obviando la vegetación son excesivamente costosas. Por ello se ha optado por realizar mapas geomorfológicos de detalle en un sector representativo del canal a partir de

trabajo de campo, sacrificando la extensión en beneficio del detalle. Una vez concluido el trabajo, se puede observar que la elección de un único tramo no resulta suficiente para conocer las variaciones morfológicas del canal y este estudio se debería haber desarrollado igualmente en un tramo del curso alto de Tenenepanco y en otro del curso bajo.

Además, hay que señalar que las modificaciones geomorfológicas se comprenden mejor cuando se utiliza una visión en tres dimensiones con un MDE o, en su defecto, se apoya con el levantamiento de perfiles. La interpretación de las variaciones apoyándose únicamente en mapas bidimensionales puede llevar a errores. Por ejemplo, un aumento en la superficie ocupada por el lecho fluvial en detrimento de las laderas, puede ser el resultado de dos procesos distintos: de un vaciamiento del fondo del canal y una fuerte erosión en las laderas que las hace retroceder o una colmatación del lecho por sedimentos que cubren el lecho y la parte baja de las laderas. Una vista en tres dimensiones de los dos momentos indica si se trata de una colmatación o erosión.

En la literatura existente tampoco se relaciona el tipo de flujo con la morfología del cauce. Tan sólo se ha encontrado una referencia en Pierson y Scott (1985), quienes mencionan que el fondo del canal tiende a ensancharse y los cauces presentan secciones en forma de “U” cuando están afectados por flujos de derrubios (*debris flow*). Posteriormente, el Dr. T. Pierson, en una comunicación personal, indicó que según su observaciones los canales surcados por corrientes de tipo *stream flow* tienden a formar secciones en “V”, mientras que los influidos por *debris flows*, muestran una tendencia a ensanchar su fondo en un perfil con forma de “U”. Aplicando esto a los resultados obtenidos en esta investigación, el tramo de Huiloac presenta unos transectos que tienden a la forma en “U”, por lo que se puede deducir que este tramo de la barranca todavía sufre flujos de tipo *debris flow*. Por otra parte, se desconoce cuánto tiempo se puede mantener esta morfología hasta que adopta otra en “V”, aunque no esté afectado por este tipo de flujos.

Otras dificultades que se han encontrado en el análisis geomorfológico y topográfico del área de experimentación hacen referencia a la toma de datos y a la coincidencia temporal de la toma de los mismos. Así, los perfiles transversales tomados en febrero y octubre de 2002 son comparables entre sí, pero no se pueden comparar con los realizados posteriormente con una técnica distinta y con cambios en la localización de los transectos muestreados. Tampoco se tienen datos topográficos de perfiles de la campaña de febrero de 2004, ya que el equipo de topógrafos finalmente no se pudo desplazar al lugar de trabajo. Por estas razones, no se pueden dar valores totales de erosión y sedimentación estimados para todo el periodo de estudio 2002-2008. Por otra parte, los mapas geomorfológicos se realizaron siempre del mismo modo y plasmaron en la base del levantamiento de 2003. De esta manera, todas las cartografías son comparables y el análisis de cambios en las formas de relieve ofrece tanto resultados parciales de intervalos iguales de 2 años y de intervalos inferiores en los dos primeros años (8, 11 y 5 meses), como resultados totales de todo el periodo de estudio (2002-2008).

Otro punto a tener en cuenta al tratar sobre la producción de lahares secundarios es la precipitación. En la literatura existente se relacionan la intensidad de las precipitaciones y la producción de lahares (Sudradjat y Tilling, 1984; Rodolfo y Arguyen, 1991; Iwamoto, 1996; Lavigne, 1998; Thouret y Lavigne, 2000; Lavigne y Thouret, 2002; Daag, 2003; van Westen y Daag, 2005). Todos estos trabajos relacionan la cantidad de precipitación caída por minuto o por hora con la posibilidad de

producción de un lahar. Tan sólo Barclay *et al.* (2007) determinan un umbral para el inicio de lahares con la precipitación caída en 24 horas. Los datos disponibles para el área de experimentación elegida se refieren únicamente a las cantidades de lluvia recogidas en un día, además de las medias mensuales de la serie de referencia. Por otra parte, no existen registros de toma de datos pluviométricos en los lugares exactos en los que se realiza la experimentación, ni en cotas similares, ni aguas arriba. A pesar de que se instalaron pluviómetros hasta los 4.100 m de altitud en las cercanías del eje Tenenepanco-Huiloac (Figura 5.81), estos no han llegado a suministrar datos, ya que se obturan con la ceniza que emite frecuentemente el volcán y quedan inoperativos. Por su forma, tampoco pueden captar las precipitaciones en forma de nieve o granizo muy influidas por el viento. Por otra parte, se trata de aparatos de lectura diaria por lo que resulta costosa y peligrosa la obtención de la información.

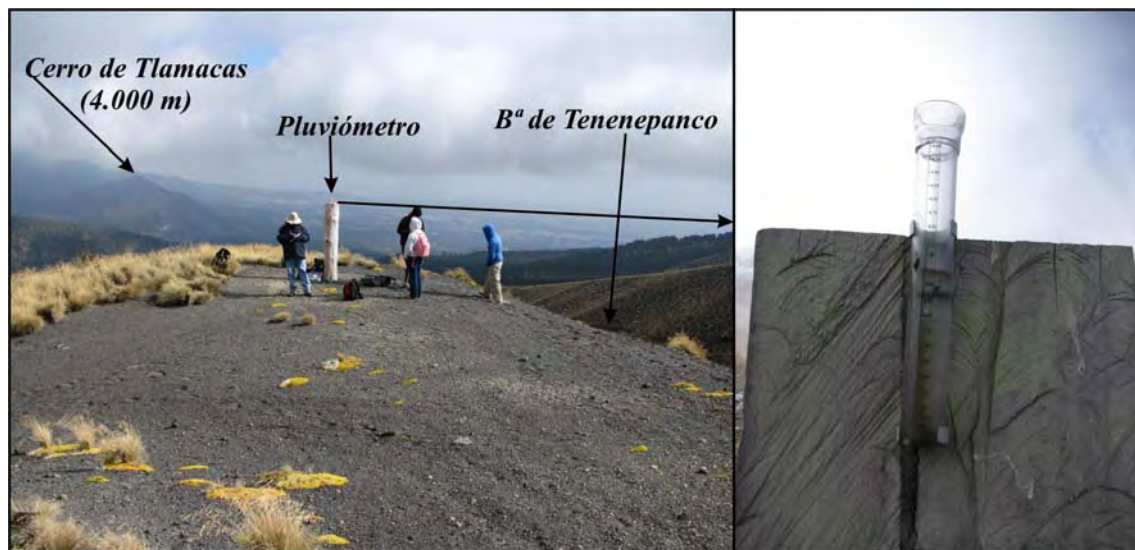


Figura 5.81. Pluviómetro instalado a 4.100 m en la margen izquierda de la barranca de Tenenepanco. Las fotografías fueron tomadas en febrero de 2009 y el agua almacenada en el vaso se encontraba congelada.

De cualquier forma, con los datos existentes (precipitaciones en 24 horas) de las estaciones próximas se ha intentado encontrar un paralelismo entre las cantidades máximas caídas en 24 horas y la producción de lahares, a partir de eventos conocidos (el del 24 de mayo de 2000 notificado por el CENAPRED y el de septiembre de 1993, referido por la población de Santiago de Xalitxintla). La estación más próxima con registros en las fechas de estudio y situada en la ladera norte del volcán se encuentra a 2.620 m de altitud, mientras que el tramo más bajo que se trata en Huiloac se localiza a 3.200 m. Otras estaciones situadas cerca, pero en las laderas occidental y oriental, no resultan muy fiables para el estudio, aunque han servido para ver en qué medida los aguaceros registrados en la ladera norte se registran en otras orientaciones. En algunas ocasiones se ha observado cómo el desplazamiento de la perturbación que ocasionó estas lluvias se produce en un sentido u otro entre las estaciones tratadas (la máxima se registra en días consecutivos en todas las estaciones), pero existe también la probabilidad de que no suceda así, y el aguacero quede consignado en tan sólo una o dos estaciones. Tuñol y Regalado (1997), después de recoger y comparar distintas cantidades de precipitación en el volcán Pinatubo, concluyen que las intensidades no son las mismas para lahares producidos en el mismo volcán, debido a variaciones en la topografía, en la altura, en los vientos dominantes... Resulta entonces, que la validez de los resultados obtenidos en la experimentación queda restringida a una aproximación,

en especial en relación con el área de estudio más alejada (Tenenepanco). Para conseguir resultados más exactos y válidos para lograr márgenes de error aceptables en las modelizaciones, se requieren datos de entrada referidos a precipitaciones recogidas en intervalos de tiempo más cortos (horas o minutos) en los lugares de muestreo topográfico y geomorfológico y aguas arriba, en la cuenca de recepción.

Más inexactitud tienen las conclusiones obtenidas con los informes de sequía del North America Drought Monitor (www.ncdc.noaa.gov) que hacen referencia a todo el país o a un estado, en intervalos temporales de un mes. A pesar de que se ha visto la coincidencia de lo referido en estos informes con los valores registrados, en las fechas para las que no se tienen cantidades de precipitación en las estaciones cercanas (a partir de septiembre de 2006), este documento sólo sirve para indicar qué mes tiene mayor probabilidad en la producción de precipitaciones máximas en 24 horas y por lo tanto riesgo de que se produzca un lahar. Pero este dato resulta demasiado vago en comparación con la precisión topográfica y geomorfológica con la que se ha realizado el resto del tratamiento.

4.2.- Conclusiones.

Los cambios rápidos y extraordinarios en el canal y en el transporte de sedimentos son la principal respuesta del sistema fluvial a las perturbaciones provocadas por un evento volcánico (Mayor *et al.*, 2000). Esta respuesta se produce con más intensidad inmediatamente después de la creación de la perturbación y con el paso del tiempo, y con la tendencia al equilibrio, los cambios se reducen. Pero la tendencia al equilibrio no es uniforme con el tiempo, sino que está condicionada por las fluctuaciones en la escorrentía. Estas ideas expuestas para el estudio en el sistema fluvial del St. Helens, son válidas también para el eje Tenenepanco-Huiloac en el volcán Popocatepetl.

En el curso superior, la dinámica erosiva/sedimentaria observada en el tramo elegido en Tenenepanco no muestra una relación directa con las cantidades medias precipitadas o su calificación de periodos húmedos o secos respecto a la serie normalizada. Por el contrario, la producción de avenidas de agua y material está más vinculada a precipitaciones intensas localizadas en la cabecera y muy difíciles de cuantificar. También la pendiente y los procesos gravitacionales influyen en los movimientos de material, incluso en periodos en los que no se producen precipitaciones ni fusión. De igual manera, los procesos de hielo/deshielo afectan a la movilidad del material, evitando que se desplace la porción de suelo que permanece helado, a la vez que esta actúa como una capa impermeable y de deslizamiento de la parte superior no helada.

Sería recomendable un seguimiento de las variaciones morfológicas, similar al llevado a cabo en el tramo de Huiloac, para relacionar el cambio de formas con las variaciones topográficas. Aunque no se ha presentado aquí este trabajo, la observación en la formación de *levées* entre septiembre de 2003 y marzo de 2006 en el PT5, ha llevado a la conclusión de que entre esas fechas se produjo un lahar, cuyo origen se localizó por encima de dicho perfil.

En Huiloac se ha visto que en fechas inmediatamente posteriores al último evento lahárico que causó la máxima perturbación, la dinámica se centra en la evacuación del material añadido (máximos valores de erosión entre febrero y octubre de 2002), que va disminuyendo con el tiempo. Posteriormente, se aprecian fluctuaciones condicionadas por la cantidad de agua incorporada a la red fluvial por precipitaciones (normales o excepcionales). De esta manera, entre septiembre de 2003 y marzo de 2006

se produce una menor cantidad de material erosionado (la cantidad de agua corriente no es competente para evacuar todo el material del canal). En cambio, las precipitaciones más elevadas recibidas entre marzo de 2006 y febrero de 2008 evacuan con más facilidad el material y con lo que se obtienen valores de erosión más elevados.

Desde el punto de vista geomorfológico, la variación de formas en las terrazas laháricas y su origen es un indicador significativo en la evolución del curso medio de Huiloac. Los 2/3 de la superficie de las terrazas originadas entre 2002 y 2008 se crean a expensas del retroceso de las laderas formadas con los depósitos laháricos de 1997 y 2001; mientras que el tercio restante se origina por nuevos depósitos arrastrados por flujos secundarios en el fondo.

En los años secos, el curso medio se comporta como área de sedimentación. Los datos estimados para el primer periodo corto (febrero-octubre de 2002) no se corresponde con esta afirmación porque el cálculo de volúmenes con la diferencia topográfica de los perfiles entre dos fechas está fuertemente influido por la última modificación que ha tenido lugar en la barranca (se desconocen las intermedias), por lo que en este caso, a pesar de tratarse un año seco, los dos últimos meses se comportaron como húmedos y marcan la pauta de la situación final. Por otro lado, los valores altos de erosión para un periodo de 8 meses, en comparación con los obtenidos en periodos de dos años (entre febrero y octubre de 2002: $677,31\text{m}^3$, $84,66\text{ m}^3/\text{mes}$ y entre marzo de 2006 y febrero de 2008: $1.423,94\text{ m}^3$, $61,91\text{ m}^3/\text{mes}$), se deben a una mayor proximidad del primer periodo de estudio al evento que causó la perturbación.

Los valores de erosión son menores y los de sedimentación más altos entre septiembre de 2003 y marzo de 2006, ya que las precipitaciones son menores y las aguas corrientes tienen menor capacidad de transporte en el curso medio que con valores de precipitación similares o superiores a los normales. Se comienza a abandonar la carga traída de arriba y produce menos erosión, lo que da como resultado un menor retroceso de las laderas y el relleno del canal. Estos rellenos se producen de forma discontinua en el canal, en función de su topografía y de la posible existencia de troncos que actúan como trampas de sedimentos.

En el último periodo, las cantidades erosionadas son más altas debidas a la gran inestabilidad generada en las laderas de la barranca al aumentar su pendiente (la erosión se produce por la base y los *levées* siguen ocupando la misma posición). Las precipitaciones son más elevadas y las aguas tienen un mayor poder de arrastre. Las laderas caen con mayor facilidad por procesos de zapa y se producen más movimientos de laderas que afecta ahora hasta los A2 y dejan depósitos en el fondo del canal o los redistribuyen aguas abajo.

El seguimiento en el tiempo de las variaciones topográficas y geomorfológicas del canal es útil para comprender la dinámica geomorfológica del cauce y para estimar las cantidades de material removido en su trayectoria. En el caso de estudio, se pueden estimar volúmenes de material sedimentados a lo largo del curso medio en épocas de bajas precipitaciones, cuando este curso medio funciona como área de sedimentación. En el caso de producirse un flujo de grandes dimensiones, no sólo habría que tener en cuenta el material que se moviliza en las partes altas, sino también el material disponible a lo largo del recorrido, ya que en este caso la parte del curso medio tratada funcionaría como área de aporte de material. Sin contar con estos posibles aportes, las estimaciones valoran a la baja la cantidad de material transportado, el alcance y peligrosidad del flujo.

En el caso de que la evolución morfológica del curso tratado evolucione con un vaciado del material inconsolidado, se produciría un aumento de la pendiente y un

ensanchamiento del canal que variaría en especial los parámetros de velocidad estimados en un posible flujo. Por lo tanto, si se desea tener simulaciones fiables, se han de considerar actualizaciones constantes de los MDE de las barrancas que circundan los volcanes, así como la distribución y estado del material distribuido por las cuencas. En el primer caso, se recomienda la aplicación de correcciones de los MDE mediante técnicas sencillas, como la aplicada por Muñoz (2007) y Muñoz-Salinas *et al.* (2007 y 2009) para mejorar los MDE de los canales laháricos, a partir del seguimiento de los procesos de erosión y sedimentación sucedidos en tramos seleccionados del cauce y que sirvan de ejemplo de longitudes mayores. En el segundo, la creación de cartografías geomorfológicas de esos mismos tramos ayuda a comprender la dinámica de las gargantas y a determinar el grado de estabilidad de sus depósitos. Por último, sería necesario conocer los aportes por precipitaciones a lo largo del trazado de la barranca, ya que este fenómeno no presenta buenas correlaciones con la altura y su distribución espacial es mucho más irregular que en el caso de las temperaturas. De igual manera, resultaría útil instalar una estación de aforo en el trazado de la barranca, por ejemplo en la parte baja del tramo seleccionado en Huiloac, para establecer una relación entre las precipitaciones y la cantidad avenada y entre las precipitaciones y la capacidad erosiva o de sedimentación en el cauce.

Capítulo 6: Conclusiones

“La Ciencia nunca resuelve un problema sin crear otros diez.”

George Bernard Shaw (1856-1950).

Los lahares son uno de los fenómenos naturales más destructivos que pueden alterar las vidas de los habitantes que se encuentran en las cercanías de un volcán. Los efectos de estos flujos alcanzan cientos de kilómetros y no sólo tienen lugar inmediatamente después de una gran erupción, sino que se pueden producir decenas de años después. Numerosos científicos se han interesado en los lahares desde distintas ramas de la ciencia, haciendo especial hincapié en el conocimiento de su hidrología y comportamiento del flujo. Pero los trabajos más extendidos son aquellos que se realizan con el fin de prevenir los riesgos asociados, mediante la creación de mapas de peligrosidad y estudios de periodos de recurrencia. Estos estudios se inician con un encuadre geográfico general de las áreas de experimentación, de donde toman muchos de los parámetros de entrada (cantidades de precipitación, topografía...) para valorar la peligrosidad. Sin embargo, estos datos en la mayoría de los casos provienen de análisis llevados a cabo en lugares próximos, con fines diferentes o a escalas inadecuadas, lo que provoca que las simulaciones no reflejen lo que sucede en la realidad y se valore de forma errónea el peligro que pueda suponer para la población.

El presente estudio propone una mejora en el conocimiento de las condiciones que generan los lahares, mediante la aplicación de técnicas propias de la Geografía y con el objetivo de servir de punto de partida óptimo para los trabajos de prevención de riesgo. Las Técnicas de Información Geográfica (TIG) resultan las más apropiadas para realizar seguimientos tanto de los cambios morfológicos, como de los rasgos hidroclimáticos de las áreas involucradas en el inicio de los lahares y conseguir una constante actualización de sus características. Estos parámetros son los que se emplearán en futuras simulaciones y delimitaciones de áreas de riesgo.

Para llevar a cabo esta investigación se han elegido algunos procesos concretos que intervienen en el origen de los lahares, para los que se han diseñado metodologías de seguimiento basadas en TIG y después, se han aplicado a áreas de experimentación en estratovolcanes tropicales. La zona tropical concentra una gran cantidad de población que en ciertos lugares se asienta cerca de volcanes. Éstos les aportan riquezas naturales necesarias para su desarrollo (suelos fértiles y agua acumulada en forma de hielo en sus cumbres), pero a la vez amenazan a la población con su actividad. La parte práctica de la investigación se ha centrado en dos complejos volcánicos tropicales americanos, Popocatepetl-Iztaccíhuatl y Misti-Chachani, situados aproximadamente de forma simétrica respecto de la línea del Ecuador, cerca de los cuales se aglomeran los habitantes de la Ciudad de México (más de 20 millones) y de la segunda ciudad más poblada de Perú, Arequipa.

En este capítulo se exponen las conclusiones generales que se han alcanzado en cada una de las partes en las que se ha dividido la investigación. En el segundo apartado se analiza la validez de los métodos empleados a la luz de las hipótesis de partida. Por último, se enumeran una serie de recomendaciones para los estudios dedicados al conocimiento de los factores que inician los lahares.

1.- CONCLUSIONES GENERALES

Después de realizar un exhaustivo repaso de los procesos que intervienen en el origen de los lahares en el capítulo 1, entre ellos se han elegido cuatro casos de estudio sobre los que se propone una metodología para el seguimiento de sus variaciones a lo

largo del tiempo. Las TIG propuestas para cada uno de ellos se aplican sobre un área concreta del aparato volcánico donde estos procesos actúan. Las conclusiones de los resultados obtenidos en cada apartado son las siguientes:

En primer lugar, la observación de las variaciones morfológicas sufridas en el interior del cráter del Popocatepetl desde noviembre de 1982, fecha anterior al presente periodo eruptivo iniciado en 1994, hasta agosto de 2003, ha llevado al establecimiento de cuatro etapas en la evolución morfológica, que son fiel reflejo del tipo de actividad volcánica. Así, en la etapa pre-eruptiva las rampas coluviales se extienden por la mayor parte de la superficie del cráter, mientras que el reducido espacio del fondo muestra una topografía plana, propia de un proceso de relleno. Tras el inicio de la nueva actividad del volcán, la segunda etapa en la evolución morfológica está caracterizada por un ensanchamiento y profundización del cráter interior, donde se desarrollan domos de pequeñas dimensiones, pero que tienen un final destructivo, dejando en su lugar un cráter cada vez más amplio y hondo. Entre diciembre de 1998 y noviembre de 2000, se produce el mayor vaciamiento del cráter interior y su capacidad hasta el punto de desbordamiento (5.180 m s.n.m. en el borde nororiental del cráter) aumenta a razón de $12.331,65 \text{ m}^3/\text{mes}$. Un cambio en la tendencia eruptiva del volcán da paso a la siguiente etapa, en la que crecen domos mayores, que no son desmantelados por completo y van rellenando el interior del cráter. A pesar de que la mayor parte de la actividad está constituida por exhalaciones de gases y emisiones de ceniza no violentas, se produce la erupción con mayor VEI del periodo eruptivo (22 de enero de 2001), que origina un lahar que se encauza por el eje fluvial Tenenepanco-Huiloac. En esta fase, el cráter se rellena con una tasa de $102.900,72 \text{ m}^3/\text{mes}$. En la cuarta etapa se produce un vaciamiento ocasionado por un corto periodo de explosiones freatomagmáticas, pero se desconoce la cantidad evacuada. En la última fecha de análisis ya se observa de nuevo una tendencia al ascenso del fondo del cráter interior.

El balance total de periodo de estudio muestra un relleno general del cráter interior, que en 5 años y 3 meses redujo su capacidad a un ritmo de $106.455,12 \text{ m}^3/\text{mes}$. Suponiendo una evolución similar a partir de la situación de febrero de 2003, se estima que el fondo alcanzaría el nivel de desbordamiento en 8,8 años. Si el escenario de febrero de 2003 se mantiene y en un momento determinado se desarrollara un domo de las mismas dimensiones que el de diciembre de 2000, las lavas desbordarían el cráter y se extenderían por la ladera nororiental. Entonces, el cuerpo de hielo que se aloja en la ladera noroccidental podría verse afectado directamente (dependiendo de la explosividad de la erupción y de la dirección del viento) y por el incremento del calor geotérmico.

Una metodología muy similar a la empleada en el seguimiento de las variaciones morfológicas en el cráter, se aplicó a la observación de la evolución de un glaciar alojado en las proximidades del cráter de un volcán activo. El ritmo de su retroceso se puso en relación con la actividad eruptiva y con los cambios experimentados por otro glaciar próximo que descansa en un volcán dormido y que, por lo tanto, se estima que sólo responde a las variaciones climáticas. El glaciar del Popocatepetl perdió $460.059,6 \text{ m}^2$ entre noviembre de 1982 y agosto de 2003, lo que supuso que en la última fecha el hielo sólo cubriera el 21,8% de la superficie planimétrica sobre la que se extendía en 1982. Pero lejos de sufrir una reducción constante, el glaciar se ve influido por el tipo de actividad volcánica que desarrolla el volcán. Así, el retroceso observado entre noviembre de 1982 y mayo de 1989 es el más bajo de toda la serie ($9.640,74 \text{ m}^2/\text{año}$), aunque resulta superior al del glaciar de Ayoloco, en el Iztaccihualt, que pierde $2.673,7$

$\text{m}^2/\text{año}$ entre 1958 y 1983, mientras que se ha estimado que entre 1958 y 1982 el glaciar del Popocatepetl se reduce a un ritmo de $5.483,2 \text{ m}^2/\text{año}$. Sin embargo, en cifras relativas respecto a su máxima extensión calculada por Lorenzo (1964) en 1958 Ayoloco ha perdido en 1983 el 24,9% de su superficie y el glaciar del Popocatepetl, en 1982, el 18,3%. Los resultados indican que existen factores que diferencian los ritmos de las mermas de hielo, como la superficie inicial del glaciar, la altura a la que se localiza su cabecera, la superficie que ocupa el área de acumulación, su espesor... en un periodo en el que no se producen manifestaciones externas de la actividad volcánica. Una vez iniciada la fase de actividad, el glaciar del Popocatepetl ha variado sus tasas de retroceso del frente y de disminución de espesor en respuesta a los distintos tipos de manifestaciones volcánicas. Aunque no se ha podido valorar, debido a la longitud del periodo considerado, entre 1989 y noviembre de 1997 las tasas de retroceso aumentaron ligeramente a causa de la actividad volcánica. Los materiales arrojados durante las erupciones de junio y julio de 1997 provocaron acanaladuras en la superficie del hielo, visibles en las fotografías oblicuas, lo que lleva a pensar en procesos de abrasión que provocaron la fusión parcial del glaciar. Los lahares se alimentaron con el agua del hielo y de las precipitaciones que se produjeron simultáneamente.

A partir de esta fecha, se puede observar el comportamiento del glaciar ante las agresiones volcánicas, y siempre dependiendo de la época del año en la que se tome la fotografía de referencia. Así, se ha visto cómo una capa de piroclastos calientes sobre el glaciar ocasiona importantes pérdidas de espesor, ya que producen una “fusión pasiva” lenta, pero eficaz, cuya influencia negativa va remitiendo al enfriarse el material. El desigual reparto de las tefras, que depende de las características del viento, del tamaño de las partículas y de la topografía previa del glaciar, es la responsable de las diferencias en las pérdidas de espesor. Estas situaciones se han observado durante las erupciones explosivas que tuvieron lugar entre noviembre de 1997 y junio de 1999. En abril de 1998 se descubre un glaciar muy deteriorado, con grietas más anchas y profundas por encontrarse en periodo de ablación, y cubierto parcialmente por las continuas caídas de material que se vienen produciendo desde el mes de enero. El enfriamiento de las tefras y el comienzo de la estación de acumulación se aprecia en una disminución del retroceso de su frente en fechas posteriores. Una respuesta similar se produce con la erupción de diciembre de 1998, que acelera las tasas de reducción en superficie hasta $165 \text{ m}^2/\text{día}$ ($60.392,5 \text{ m}^2/\text{año}$). En este caso, la descripción dada por el CENAPRED indica la presencia de “flujos de agua” sobre el glaciar. Estas señales se pueden interpretar como movilizaciones del material caído por el agua de fusión, que causan a su vez procesos de abrasión, incrementando así las mermas de espesor de forma muy localizada y efectiva, en los canales de desagüe (hasta 11,5 m). En cambio, el material caído entre febrero y junio de 1999 no repercutió de la misma manera en un retroceso del frente, lo que se puede deber a que la capa de piroclastos alcanzó el espesor idóneo como para actuar de aislante o, tal vez, fuera cubierta casi por completo por las precipitaciones del inicio de la estación húmeda, con lo cual la masa de piroclastos se incorporaría al glaciar. La adicción de tefras a la masa del glaciar aparece de forma clara entre junio de 1999 y noviembre de 2000 con un balance positivo en la variación general de su espesor. La imagen producto de restar los MDE muestra dos franjas que se extienden en el sentido de la pendiente en las que sí se ha producido una pérdida de hielo y parecen corresponder con los surcos de abrasión producidos por la evacuación de agua y piroclastos.

La erupción de enero de 2001 provoca de nuevo importantes pérdidas de espesor y, sobre todo, un gran retroceso del frente. Esta vez no se trata de una “lluvia” de piroclastos, sino de un flujo que se arrastra por la superficie del glaciar, dejando como

resultado multitud de surcos en el sentido de la pendiente y visibles en la fotografía de marzo de 2001. El flujo resulta mucho más eficaz en la transferencia de calor, por lo que causó la fusión repentina del hielo. Los piroclastos y el agua de fusión alimentaron un lahar que se continuó por la barranca de Tenenepanco-Huiloac, hasta frenar a escasos 2 km de la población más cercana. La actividad posterior mantea de nuevo el glaciar con materiales de caída, lo que produce incrementos de espesor en algunos sectores que favorecen la acumulación o de donde no se evacuan por los “flujos de agua”. La capa de piroclastos parece ejercer ahora de aislante y preserva de la fusión a determinados bloques de hielo, debido tal vez a que solamente en esos puntos adquiere el espesor adecuado como para cumplir esa función. Sin embargo el frente del glaciar queda desprotegido y se producen retrocesos importantes en la superficie. De la misma manera, los frentes de las grietas se ensanchan y dejan al descubierto escarpes de hielo. A principios de diciembre de 2002, ya no se puede hablar de glaciar, sino de bloques de hielo negro escalonados. Un nuevo incremento en la actividad eruptiva acelera el retroceso del glaciar y abre acanaladuras de abrasión en la parte central. La superficie ocupada por el hielo es muy difícil de cartografiar, ya que queda oculta bajo el espesor de las tefras. El hielo atrapado por los piroclastos podría pasar a formar parte de un suelo permanentemente congelado, si las condiciones térmicas del aire y del suelo (calor geotérmico) lo permiten, ya que, a juzgar por las reducciones experimentadas en el glaciar de Ayoloco, no parece probable un nuevo desarrollo del glaciar. En esta nueva situación, una fusión repentina por aumento del calor geotérmico, por ejemplo, podría ocasionar el despegue de la masa de hielo y piroclastos, lo que habría que tener en cuenta en las evaluaciones de riesgos naturales.

Otro de los factores que condiciona la generación de lahares es la presencia de suelo helado. Hasta el momento, el suelo helado no se ha tenido en cuenta como agente en el inicio de este tipo de flujos, aunque su existencia se ha mencionado en algunos trabajos. En la presente investigación se ha propuesto como objeto de estudio, ya que se consideran aspectos fundamentales entre sus propiedades que pueden afectar a la formación de lahares, modificando sustancialmente las condiciones observadas en volcanes sin suelo helado. Por una parte, el suelo helado actúa como capa impermeable, de manera que un flujo de agua puede fluir sobre la capa helada sin perder parte de su caudal por infiltración en el suelo. Esta condición altera en gran medida las características típicas de los conos piroclásticos, altamente permeables. Así, la corriente puede mantenerse sobre fuertes pendientes y alcanzar posiciones más alejadas. De otro lado, durante las épocas de deshielo la capa superficial del suelo vuelve a ser un material inconsolidado que recibe las primeras precipitaciones de la estación de lluvias o la fusión de la nieve en los periodos diurnos de fuerte insolación. Si la cantidad de agua supera un umbral, el suelo, junto a la fracción líquida, comienza a fluir sobre las pendientes elevadas. Además, también se considera la capacidad del suelo o del depósito superficial de contener hielo. Los conos piroclásticos están compuestos por productos volcánicos de diferentes tamaños y se comportan como cuerpos muy permeables. El agua que circula en su interior puede quedar atrapada en forma de hielo en un momento determinado y constituir un almacén susceptible de liberarse de forma repentina.

Estas razones son las que han llevado a formular una metodología para determinar la posible existencia de suelo helado en el cono superior y se ha aplicado a los complejos volcánicos Popocatepetl-Iztaccíhuatl y Misti-Chachani. El estudio del comportamiento térmico del aire y en el interior del suelo ha concluido con el establecimiento del límite altitudinal del piso morfoclimático periglacial entre los 4.364

y los 4.379 m s.n.m., en el primero de los complejos. Desde aquí hasta la aparición de los suelo permanentemente helado, se registra un 55% del año con ciclos diarios de hielo-deshielo en el aire y los primeros 30 cm del suelo permanecen congelados los meses de invierno (1/3 del año), mientras que en posiciones más profundas la intensidad de la helada decrece rápidamente. La orientación de las laderas condiciona los límites inferiores de la presencia de los distintos tipos de permafrost, como se apreció en los modelos desarrollados. Así, en el Popocatepetl el permafrost aislado puede aparecer por encima de los 4.734/4.994 m, el discontinuo a partir de los 5.011/5.338 m y el continuo sobre los 5.285 m, solamente en orientaciones septentrionales. Relacionando estos hallazgos con la existencia de hielo glaciar muerto por encima de los 5.085 m, donde se localizó el frente en agosto de 2005 (sobre el fotomapa de 1982), se puede considerar su evolución hacia un proceso de agradación de permafrost, como los observados por otros autores en los volcanes islandeses. Hasta la fecha, esto es solo una posibilidad que se considera, y que se tendría que comprobar con un seguimiento de la próxima evolución del hielo, teniendo en cuenta la morfología peculiar que presenta sobre una fuerte pendiente, a modo de una sucesión de escalones con la meseta protegida por una cubierta de piroclastos y un escarpe de hielo expuesto.

En el Iztaccíhuatl, los modelos ofrecen límites inferiores más bajos para la presencia de los distintos tipos de permafrost. El permafrost aislado empieza a desarrollarse por encima de los 4.700/4.760 m, hasta los 5.000/5.060, donde pasaría a ser discontinuo. Según el modelo de distribución, el permafrost continuo no tendría presencia en la dorsal volcánica, ya que su límite inferior se establece en los 5.234 m. A pesar de ello, los estudios del comportamiento térmico en el interior del suelo a 4.885 m, donde se localizó una de las estaciones térmicas, indicaron que a -30 cm el suelo permaneció helado el 80-83% del año y las tendencias en profundidad de las medias mensuales más alta y más baja localizaron en nivel de amplitud cero a -42 cm, con una TMAA de -1,9°C. En las proximidades se pudieron observar rasgos periglaciares, como bandas de piedras, así como masas de hielo glaciar muerto, desgajadas del glaciar de Ayoloco en su retroceso, que permanecen desde hace más de 30 años protegidas por una capa de derrubios.

El mismo método se ha aplicado al complejo volcánico Misti-Chachani, en Perú, donde en la actualidad no existen glaciares. El ajuste de gradientes térmicos verticales con las TMAA en el Misti resultó poco fiable, ya que, a pesar de las buenas correlaciones entre las temperaturas y la altitud, se observó que las TMAA de la estación superior estaban influidas por la actividad volcánica. Los gradientes conseguidos con los datos de las sondas instaladas lo más lejos posible de las fumarolas, indicaron que el piso periglaciar comienza por encima de los 5.062/5.208 m y la acción de la helada (isoterma de -2°C) es dominante a partir de los 5.761/6.163 m. Por otro lado, los modelos de distribución de permafrost sitúan el límite inferior del permafrost aislado entre 5.394 y 5.595 m, según la orientación de la ladera y las TMAA empleadas en el modelo. El permafrost discontinuo se desarrolla por encima de los 5.427/5.764 m, excepto en las laderas norte, y el continuo sólo aparece en orientaciones meridionales, a partir de los 5.774/5.797 m. A diferencia de los modelos, los datos observados no registran temperaturas negativas en el interior del suelo, salvo a 5.455 m, donde a -5 cm se aprecian hasta 138 ciclos diarios de hielo-deshielo al año, pero a mayor profundidad sólo se anotan temperaturas positivas.

Por el contrario, en el Chachani las tendencias de la TMAA con la altitud localizaron la isoterma de +3°C a 4.883 m y la de -2°C, a 5.617 m. Los modelos de distribución del permafrost establecen un límite inferior de 5.050/5.096 m para el aislado, mientras que el discontinuo se desarrollaría por encima de los 5.237/5.265 m, y

a partir de los 5.417/5.436 m tendría su dominio el permafrost continuo. Los estudios de los datos aportados por las sondas instaladas en la ladera suroriental del volcán indican que a 4.976 m el suelo permanece helado de mayo a septiembre a 30 cm de profundidad. A 5.331 m se encontraron cristales de hielo en el suelo en el mes de noviembre y las sondas reflejaron temperaturas negativas continuas entre enero y octubre. De otro lado, durante los trabajos de campo en la dorsal del Chachani se encontraron glaciares rocosos alojados bajo paredes verticales orientadas hacia el sur. También son destacables los cordones morrénicos que aparecen en la base de las laderas del volcán y que reflejan la pasada extensión de las masas de hielo.

A través de estos trabajos, se ha llegado a la conclusión de que los límites de la extensión del piso periglacial o de los distintos tipos de suelo helado no son fiables si para ello se emplean gradientes verticales de temperatura a partir de los datos observados en un volcán activo. La influencia del calor geotérmico es patente en el caso del volcán Misti, incluso en las temperaturas del aire. Por otra parte, se ha podido ver que las TMAS no presentan buenas correlaciones con la altitud, al menos fuera del rango en el que se realizan las observaciones, ya que los valores estimados fuera de dicho intervalo resultan desproporcionados.

Otra de las observaciones realizadas en el transcurso de la investigación, indica que en la montaña tropical la permanencia del manto nival es muy corta y no influye de forma decisiva en el régimen térmico anual del suelo. Por esta razón, se descartó el método BTS para la determinación de la distribución del permafrost, que ha dado buenos resultados en latitudes medias.

En último lugar, se ha considerado el estado de las barrancas por las que transitan los flujos, como factor condicionante de la formación de lahares secundarios post-eruptivos. Una erupción volcánica provoca una perturbación en la red fluvial circundante, cuya primera respuesta pueden ser flujos rápidos de gran alcance que redistribuyen grandes cantidades de material a lo largo de los cauces. Pero la tendencia al equilibrio es un largo proceso que está influido por las variaciones en la escorrentía. Con el ánimo de conocer la situación en la que se encuentra un cauce lahárico en un momento determinado, se ha establecido una metodología para el seguimiento de las variaciones morfológicas de un canal y su relación con las precipitaciones. Estas técnicas se han aplicado a dos sectores de la barranca Tenenepanco-Huiloac, por la que se canalizó el último lahar del Popocatepetl en enero de 2001.

En el tramo elegido en el curso superior, entre los 4.373 y los 4.025 m, se estimaron 5.226,11 m³ de material erosionado y 1.935,43 m³ sedimentados, entre septiembre de 2003 y marzo de 2006. En el periodo siguiente, entre marzo de 2006 y febrero de 2008, se estimaron valores de erosión menores (2.594,64 m³) y de sedimentación similares (2.096,64 m³). Los resultados obtenidos en la observación y comparación de perfiles y su puesta en relación con los datos de precipitaciones disponibles indican que la dinámica erosiva/sedimentaria no muestra una correspondencia directa con las cantidades medias de precipitación o la calificación de periodos húmedos y secos respecto de la media, sino que parece más vinculada a precipitaciones intensas de carácter extraordinario. Estos últimos datos son muy difíciles de obtener, ya que los pluviómetros instalados en el área se estropean por la actividad volcánica o se llenan de cenizas, o de estimar, ya que las precipitaciones no presentan buenas correlaciones con otros parámetros, como p.e. la altitud. Otros factores que influyen en la dinámica de la barranca son la pendiente y los procesos gravitacionales, así como los procesos de hielo/deshielo que afectan a la movilidad del material. Un análisis de las variaciones geomorfológicas aportaría más información

sobre el origen de lahares secundarios en el tramo superior, ya que por ejemplo, la observación de la formación de *levées* PT5 entre septiembre de 2003 y marzo de 2006 sugiere que por este punto pasó un lahar que se inició aguas arriba, por debajo del PT4.

En el curso medio, en el tramo elegido de Huiloac, se ha observado que los máximos valores de erosión se producen en las fechas más cercanas al último lahar (entre febrero y octubre de 2002), y van disminuyendo con el tiempo. Esta disminución no es uniforme, sino que sufre fluctuaciones dependiendo de la cantidad de agua que se incorpora a la red fluvial. Así, entre septiembre de 2003 y marzo de 2006 se consignaron valores de erosión más bajos relacionados con menores aportaciones pluviales, de forma que la corriente no tiene poder para evacuar los sólidos, mientras que entre marzo de 2006 y febrero de 2008 aumentaron las cantidades erosionadas vinculadas a precipitaciones mayores. Por lo tanto, los años considerados como secos muestran valores más bajos de erosión y una mayor sedimentación ligada a un relleno del canal, que se produce según su topografía y la existencia de obstáculos en el cauce, como los troncos caídos que actúan como trampas de sedimentos. Por el contrario, se produce menos zapa y el resultado es un menor retroceso en las laderas formadas por los depósitos de lahares anteriores (1997 y 2001). En los años húmedos se produce una evacuación mayor de material, en especial, procedente de las laderas laháricas. Por otra parte, con el paso del tiempo se ha observado que las laderas se van inestabilizando por la base y adquiriendo mayor pendiente, por lo que cada vez es más fácil que se produzcan caídas de material al fondo de la barranca. A partir de estas conclusiones se ha elaborado un modelo de evolución sobre un perfil tipo representativo del tramo estudiado.

Por otra parte, la dinámica de erosión/sedimentación en Huiloac no sólo responde a la variación de periodos secos y húmedos respecto a la media, sino que se ve afectada por precipitaciones intensas. Así, se ha podido proponer algunas situaciones capaces de movilizar mayores cantidades de material en el cauce. Estas se pueden dar cuando se reciben cantidades moderadas de precipitación continuadas en el tiempo, que saturan en suelo e incrementan la escorrentía. También resultan eficaces las precipitaciones excepcionales por su intensidad y por producirse durante la estación seca. Así, un aguacero excepcional producido en enero de 2002 (las cantidades recogidas en un solo día supusieron el triple de la media de enero en la serie normal), pudo provocar flujos en la barranca de Huiloac, como indicaron los depósitos recientemente incididos por la corriente encontrados durante el trabajo de campo de febrero de 2002.

Por último, se considera que el seguimiento de las variaciones morfológicas de un cauce lahárico puede aportar información actualizada de la situación en la que se encuentran sus depósitos con el objetivo de valorar futuras situaciones de producción de lahares. Éstos se pueden producir aguas arriba y encontrar tramos con material susceptible de incrementar la carga, con obstáculos que taponen la marcha del flujo, con laderas muy inestables... lo que influirá en las características del flujo y en su alcance. Por otra parte, un lahar secundario post-eruptivo se puede iniciar en cualquier punto de la red donde se acumulen agua y material sólido suficientes, por lo que es indispensable conocer la situación de los cauces. Toda esta información debería tenerse en cuenta a la hora de realizar las simulaciones de lahares y establecer las áreas de peligrosidad.

2.- VALIDACIÓN DEL MÉTODO

Las metodologías propuestas para cada uno de los casos de estudio son una combinación de TIG ordenadas a la consecución de una serie de objetivos planteados al

inicio de la investigación y condicionadas por los datos y recursos disponibles. Se considera requisito indispensable que estas técnicas sean asequibles tanto en el manejo, como desde el punto de vista económico.

La validez de los métodos aplicados a casos reales de investigación se ha discutido en cada uno de los capítulos anteriores, comparando su eficacia con la de otros métodos aplicados en situaciones similares, contrastando los resultados con los obtenidos por otros autores o simplemente comprobando si los resultados responden satisfactoriamente a los objetivos planteados. Como se ha visto, la utilización de estos procedimientos ha ofrecido unos resultados que cumplen los fines propuestos en la investigación, por lo que se consideran aceptables. No obstante, la experimentación ha descubierto algunas dificultades en la aplicación de alguno de los pasos, que se intentarán solventar en futuras investigaciones.

El empleo de técnicas fotogramétricas y de interpretación geomorfológica para el seguimiento de las variaciones que se producen en el interior de los cráteres o del retroceso de glaciares son métodos ampliamente validados por numerosos ejemplos en la literatura existente. Por su facilidad de adquisición y de manejo, así como la posibilidad de realizar análisis temporales con los productos obtenidos a partir de estas técnicas, se han aplicado en dos casos prácticos en esta investigación. En la utilización concreta se han encontrado algunas dificultades:

- Para realizar las correcciones y referenciaciones del material fotográfico se necesitan puntos con coordenadas conocidas y visibles desde el aire (puntos de control), pero en el área de experimentación no se poseen. Tampoco se han podido colocar señales que sirvieran a partir de un determinado momento como puntos de control, ya que existe una prohibición de paso al área del cráter del Popocatepetl. De todas formas, la actividad volcánica puede destruir las marcas. En este caso se han localizado puntos de control sobre la ortofotografía del INEGI (1983), que se localizan en todos los fotogramas. La subjetividad de la persona que realiza este minucioso trabajo influye en el resultado final, aunque se trató de minimizar, haciendo que varios investigadores localizasen los puntos sobre las fotografías.
- La resolución temporal de las fotografías aéreas en este caso depende de factores ajenos a los objetivos del trabajo, ya que no se han hecho exclusivamente para esta investigación, sino que se han adquirido a un organismo independiente. Por esta razón, no se puede disponer de imágenes en algunas fechas señaladas. También intervienen otros factores que no favorecen la toma de imágenes, entre los que destaca la propia actividad volcánica.
- La calidad de las fotografías, la presencia de nubes o fumarolas, el desconocimiento de los puntos fiduciarios... son situaciones que descartaron la posibilidad de una buena restitución de la mayoría de las fotografías. Esto hizo que se trabajara con la desventaja de no tener intervalos temporales iguales entre la toma de imágenes, ni que estos coincidieran con todos los empleados en el análisis geomorfológico.
- En el caso de la experimentación del método en los glaciares, se apreció la imposibilidad de conocer con exactitud la topografía que se extiende por debajo del hielo. Existen técnicas, como la del radar de penetración terrestre o mediante simples perforaciones, que permiten localizar la superficie por debajo de una capa de hielo y medir el espesor de esta, pero además de ser costosas, se necesita acceder al glaciar. Por lo tanto, no se puede conocer la cantidad de agua que almacena el glaciar.

- Los cálculos para obtener la cantidad de agua equivalente de la masa de hielo perdida en un determinado intervalo de tiempo, requieren de valores de densidad del hielo tomados en todo el glaciar, en su superficie y en el interior, ya que normalmente presentan variaciones. Esto no se ha podido realizar por la prohibición de acceso que existe en el área del glaciar del Popocatepetl, aunque en una de las campañas se llegó hasta el frente, donde se tomaron muestras. Las equivalencias en agua son entonces, aproximaciones al valor real.

Las TIG aplicadas en la detección de suelo helado en los complejos volcánicos Popocatepetl- Iztaccíhuatl y Misti-Chachani obtuvieron unos resultados valiosos por ser los primeros que muestran el comportamiento térmico del suelo en estratovolcanes tropicales, de la misma manera que aportan observaciones provechosas en futuras investigaciones. En la experimentación del método se han hallado algunas trabas que pueden ser tendidas en cuenta en trabajos posteriores:

- Se han manejado series de datos térmicos que no son simultáneas, lo cual ha restringido los periodos de tiempo que se han empleado en el estudio, ya que al tratarse de datos referidos a años concretos, y no a series normales, no se pueden comparar entre sí. Por otra parte, es de esperar que alguna de las sondas tenga algún problema en su funcionamiento o se pierda, dadas las características de las áreas de estudio.
- Se ha observado una fuerte variación de los valores de temperatura y de radiación solar entre las distintas orientaciones, lo que implica que las estimaciones derivadas en la investigación realmente sólo son válidas para las localizaciones con igual orientación que las de las estaciones establecidas. En próximos trabajos se tendrá que tener en cuenta esto y aplicar algún procedimiento para incluir la variable orientación.
- El modelo de distribución de permafrost propuesto por Abramov *et al.* (2008) ya ha sido validado por estos autores al aplicarlo a un grupo de volcanes. A pesar de ello, durante la experimentación se observó que se obtenían repartos diferentes si se emplean TMAAS tomadas a distintas profundidades en el interior del suelo. Por otro lado, se ha demostrado que los modelos de distribución de TMAA realizados con los datos observados en un volcán activo, no son fiables ya que la temperatura puede estar influida por la actividad volcánica. De todas formas, este modelo ofrece aproximaciones bastante buenas de la distribución de las TMAAS, ya que, como se ha demostrado, éstas no presentan una buena correlación con la altitud.

Para el seguimiento de las variaciones morfológicas de las barrancas por las que se encauzan los lahares y en las que se pueden originar lahares secundarios se ha empleado una metodología basada en la aplicación de técnicas topográficas y de cartografía geomorfológica elaborada mediante trabajos de campo. Existen pocos trabajos sobre la evolución morfológica de los canales laháricos, pero la técnica de comparación temporal de perfiles topográficos perpendiculares a la corriente se ha empleado con éxito en cauces localizados en ámbitos no volcánicos, para calcular las cantidades erosionadas. También son escasas las referencias que se valen de mapas geomorfológicos de los cauces para analizar sus variaciones, y éstas lo hacen a través de percepción remota y con poco detalle. La experimentación llevada a cabo en esta investigación ha probado la eficacia de la elaboración de mapas geomorfológicos más detallados por medio de trabajo de campo y cómo estos reflejan con fiabilidad los

cambios sufridos en la barranca. Sin embargo, se han apreciado algunas dificultades durante la puesta en práctica del método:

- Las campañas de trabajo de campo han estado supeditadas a la disponibilidad del personal, a la concesión de permisos de acceso, al riesgo de fuertes precipitaciones... con lo que no se han podido realizar todos los trabajos deseables en el tramo superior. Como consecuencia no se pueden hacer relaciones entre los dos tramos de estudio durante todo el periodo de observación mantenido para el tramo medio.
- Las diferentes técnicas empleadas para el trazado de los perfiles durante las dos campañas de 2002 han imposibilitado la comparación de estos resultados con los del resto de los periodos analizados.
- Por otro lado, a pesar de que la comparación de perfiles transversales al cauce es uno de los métodos más empleados para conocer los valores de sedimentación y erosión en los cauces, no se ha contrastado con los resultados conseguidos al aplicar otros métodos, como la resta de MDE. Durante la experimentación se compararon los MDE de un tramo de la barranca de Huiloac pertenecientes a dos fechas y las cantidades obtenidas se confrontaron con las extraídas al aplicar el método de perfiles. Los resultados fueron dispares, debido a que la resolución del modelo era menor que la de los perfiles, por lo que si bien los MDE dan una visión más uniforme del canal, los perfiles muestran con detalle lo sucedido en un transecto. De esta manera, si la sección es representativa de un sector de la barranca, el método de perfiles puede ser más efectivo que la creación de modelos.
- En cuanto a los datos de precipitación, no se pudieron conseguir cantidades capturadas en los lugares de estudio o a altitudes similares y resulta muy arriesgado estimar a partir de ellas los valores de precipitación exactos de las áreas de experimentación, ya que las precipitaciones no se distribuyen según un patrón definido sobre el terreno. Por lo tanto, se ha trabajado con la información disponible, a pesar de presentar un cierto grado de inexactitud.

Por lo expuesto en este apartado, los métodos aplicados en la investigación se consideran válidos y se propone su empleo en otros estratovolcanes tropicales como punto de partida para la planificación y prevención de riesgos por amenaza de lahares.

3.- PROPUESTA PARA LA MEJORA DE LA PREVENCIÓN DE RIESGOS CAUSADOS POR LAHARES A TRAVÉS DE LAS TIG.

Como apartado final de esta investigación se ha querido incluir una propuesta para la aplicación de TIG al estudio de los factores que condicionan el origen de los lahares, con el fin de crear una base sólida sobre la que apoyar las planificaciones para la prevención de riesgos que provocan estos procesos. El objetivo consiste en determinar unas orientaciones que dirijan el estudio al conocimiento de todos los factores que pueden desencadenar el lahar. Dentro de este conocimiento se contempla la obtención de las dimensiones de cada uno de los elementos que intervienen en la formación de los lahares, lo más precisas posibles y adaptadas a una realidad cambiante.

En primer lugar, hay que destacar que la máxima utilidad de la aplicación de estas técnicas en la prevención de riesgos laháricos, se basa en su aplicación **antes** de que se comience la actividad volcánica. La experiencia en el estudio del volcán

Popocatepetl ha mostrado que la actividad volcánica ha limitado la capacidad de aplicación de estas técnicas. De esta manera, una vez iniciada la actividad, se desconocía las dimensiones exactas del glaciar, su espesor, la densidad del hielo...; no se sabía si antes había existido suelo helado en la cumbre del volcán y si contenía hielo atrapado; se ignoraba qué topografía tenían las barrancas que circundan el volcán, si contenían depósitos susceptibles de incorporarse al flujo, si estaban obturadas...y ni siquiera se podía acceder al área crítica debido al peligro que entraña. El conocimiento de estas características hubiera servido para precisar el origen de los lahares que se produjeron después y anticipar su desarrollo. Para ello, hay que establecer una red de observación adecuada que actualice la información sobre los elementos que intervienen en la formación de lahares, al igual que se instalan los instrumentos de alarma y de detección de actividad volcánica (detectores de flujo, sismógrafos, cámaras...). En este sentido, el proyecto LAHAR está trabajando en el volcán Misti, donde ya se han determinado las características térmicas del suelo y se está trabajando en el estudio de los demás parámetros que condicionan la formación de flujos.

Los resultados de la investigación y las discusiones que ha generado, junto con nuevas consideraciones que atañen a otros factores que intervienen en la formación de lahares, pero que no se han tratado aquí, sirven en primer lugar, para plantear un sencillo esquema de localización de los elementos que intervienen en la formación de lahares, su interrelación y variación a lo largo del tiempo; y en segundo término, para proponer unas líneas generales de actuación.

En cuanto a los elementos que intervienen en el inicio de los lahares hay que notar que no se presentan en la misma disposición ni en la misma cantidad a lo largo del tiempo (Figura 6.1). Se han distinguido tres componentes esenciales que participan en la formación (y también en el desarrollo) de los flujos: la forma que presenta la superficie del terreno, el agua y los depósitos de material volcánico. La coincidencia en el tiempo y en el espacio de unas determinadas características de cada uno de ellos dará como resultado el inicio de un lahar. Pero antes de que se produzca es necesario conocer su evolución y sus dimensiones, para poder llegar a hacer predicciones realistas del riesgo al que están expuestas las poblaciones cercanas. En primer lugar, resulta indispensable disponer de una base topográfica a escala adecuada para expresar correctamente las relaciones espaciales que se establecen entre estos elementos. Unos MDE con resoluciones espaciales adecuadas en relación con la superficie que se abarca en el estudio condicionan la precisión de los cálculos que se realicen y al final, influirán en los planes de prevención y en las decisiones de los gestores. En segundo lugar, es preciso responder a una serie de cuestiones que hacen referencia a la localización, a la cantidad, al estado, a los agentes que modifican las propiedades y a las causas que provocan las variaciones de estos elementos. Además, no hay que olvidar que estos elementos son dinámicos y varían constantemente. Así, el conocimiento del comportamiento de lahares que se produjeron en el pasado ayudará a comprender de qué manera se desarrollarán los futuros, por lo que se recomienda aplicar metodologías completas como la propuesta por Muñoz (2007). La observación continua de los elementos participantes proporciona la información necesaria para valorar en cada momento las situaciones de riesgo, a partir de datos actuales sobre los que construir las predicciones.

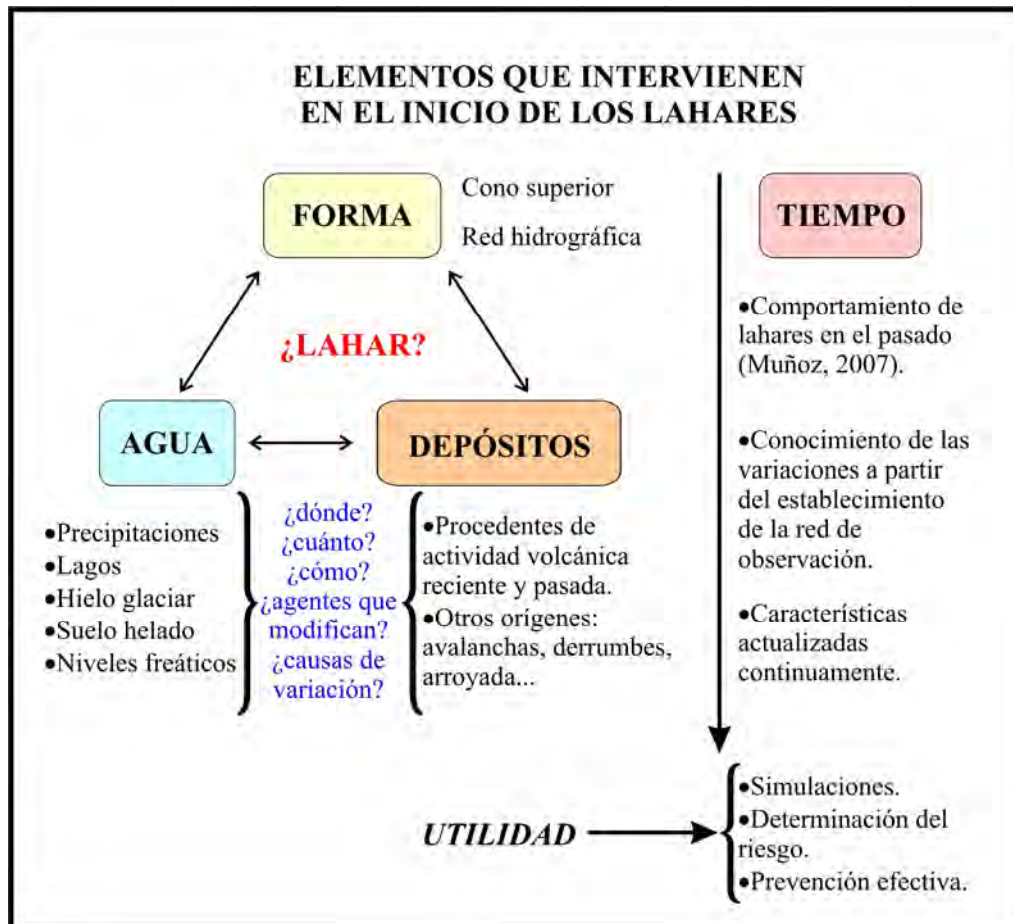


Figura 6.1. Elementos que intervienen en el inicio de los lahares, cuestiones que se plantean para su estudio y criterios temporales que condicionan su utilidad.

Sobre esta base se han determinado las líneas generales que debe seguir un estudio que tenga como fin observar las características y la evolución temporal de los factores que intervienen en el inicio de los lahares (Figura 6.2):

- ***Establecimiento de las redes de observación:***

- Hay que tener en cuenta que la toma de datos en toda la red tiene que ser **simultánea** y referirse a periodos de tiempo de igual longitud, p.e., años hidrológicos.
- *Red de toma de datos térmicos.* Se instalarán sondas en el interior del suelo (siempre a las mismas profundidades) y en el aire. Debido a la importancia que tiene la orientación en las montañas tropicales, una red completa tiene que contar con sondas distribuidas en todas las orientaciones. Además, se prestará especial atención a la cabecera de las barrancas existentes.
- *Red de pluviómetros.* No se han empleado en esta investigación, pero resulta de suma utilidad poseer algún dato de las cantidades precipitadas en los lugares en los que se inicia el flujo y por donde transcurre, ya que es muy difícil estimar estos valores a partir de los extraídos de estaciones situadas en cotas mucho más bajas. De igual manera, la orientación es un factor condicionante, para lo cual hay que tener en cuenta la dinámica atmosférica del área de trabajo. Además de la cantidad total de agua precipitada, son muy útiles los valores de intensidad de precipitación.

- *Localización de secciones y sectores de estudio de detalle en la red fluvial.* La red fluvial existente sirve para canalizar los lahares primarios y a lo largo de su recorrido se pueden generar lahares secundarios post-eruptivos. Un recorrido previo de las barrancas y el estudio de su topografía sirven para elegir una serie de secciones-tipo que representen distintas morfologías a lo largo del cauce. Por otra parte, se elegirán tres sectores donde se llevarán a cabo los seguimientos de variaciones morfológicas, localizados en los cursos alto, medio y bajo. Sería interesante instalar una estación de aforo o al menos, realizar medidas de caudal en algunos momentos a lo largo del año, con el fin de ver las variaciones en el funcionamiento de la barranca.

- *Establecimiento de puntos de control para la rectificación y referenciación de fotografías y mapas.* Resulta indispensable conocer las coordenadas de elementos fijos sobre el terreno de experimentación para conseguir rectificar y referenciar fotografías aéreas, imágenes de satélite y mapas realizados sobre estas bases, ya que de esto depende la exactitud de las medidas que se hacen a partir de ellos. La situación ideal sería poder instalar reflectores visibles desde el aire o desde puntos lejanos.

- ***Características del cráter:***

- La *morfología* del cráter es reflejo del grado y tipo de actividad volcánica, por lo que su seguimiento proporcionará información sobre estas características.
- Las observaciones se pueden apoyar en la *información de la actividad volcánica* que proporcionen otras fuentes (reportes de actividad, sismógrafos...).
- Determinación del *espacio libre en el interior del cráter* hasta el punto de su desbordamiento. Mediante fotogrametría se pueden extraer MDE que son fácilmente comparables en un SIG. Las variaciones topográficas se explican a través de modificaciones causadas por actividad volcánica, acumulaciones de hielo o agua, dinámica de laderas...
- En este trabajo no se ha analizado la situación en la que el cráter contenga *agua o hielo*, pero se puede encontrar en otro caso de estudio. Entonces, se deberá adecuar una metodología para su estudio específico, teniendo en cuenta la especial localización de los almacenes de agua y su posible interferencia con la actividad volcánica.

- ***Características del glaciar:***

- En este trabajo se plantea una metodología para el seguimiento de un glaciar localizado en la ladera de un volcán en actividad. Este hecho ha condicionado y limitado la aplicación de las TIG.
- Mediante técnicas de fotogrametría se puede determinar la *superficie* que ocupa el hielo y su variación a lo largo del tiempo. Del mismo modo se puede obtener su *pendiente* y detectar la presencia de *grietas*, mediante el análisis de la topografía de su superficie y la observación de las fotografías aéreas.
- Los MDE derivados de las fotografías aéreas (o de otras fuentes disponibles) se emplean para cuantificar las *variaciones en el espesor* del hielo.
- En esta investigación se desconoce la *topografía subyacente* al glaciar y por lo tanto, no se ha podido calcular la cantidad de hielo almacenada en la masa ni su equivalente en agua (tampoco se conoce con exactitud la densidad media del hielo). En el caso de poder acceder económicamente a medios técnicos que permitan trazar la topografía oculta por el hielo, y de acceder

físicamente al glaciar para realizar las mediciones, los cálculos permitirían conocer la cantidad de agua contenida en el glaciar.

- ***Presencia de suelo helado:***

- En el capítulo 4 se ha visto cómo la presencia del suelo helado puede intervenir en el origen de los lahares, por lo cual se considera útil determinar la *distribución* del suelo helado y sus *características*.
- El estudio de los datos térmicos recogidos por la red de sondas en el aire y en el suelo en los términos que se han expuesto, sirve para conocer el comportamiento térmico del suelo, si está influido por la acción del calor geotérmico, determinar los periodos de deshielo y a qué espesor afecta.
- Con los registros de las sondas se puede estimar la distribución del suelo helado y el ámbito del medio periglacial empleando gradientes térmicos verticales de las TMAA y modelos simples para la estimación de TMAE como el propuesto por Abramov *et al.* (2008).

- ***Características de la red fluvial:***

- La red fluvial no sólo actúa como canalización de los grandes lahares primarios tras una erupción, sino que se ve perturbada por la adicción de material que no es evacuado o que se *distribuye a lo largo de su recorrido*. En su búsqueda de un nuevo equilibrio, la red funciona evacuando los materiales en función de la cantidad y distribución en el tiempo del agua que avanza.
- Las secciones-tipo y los estudios de detalle, topográficos y geomorfológicos, llevados a cabo en los sectores elegidos, proporcionan los datos básicos de *pendiente y sinuosidad del canal; localización de depósitos, su tipología y estabilidad; y la presencia de posibles obturaciones y saltos de cabecera*.
- El seguimiento a lo largo del tiempo de esa misma información ofrece la variación morfológica y las cantidades de *material movilizad*o (erosión y sedimentación), de manera que se conoce el estado del cauce en todo momento.

Para llevar a cabo esta tarea, las ***Técnicas de Información Geográfica*** (TIG) se presentan como las más idóneas para el tratamiento y análisis de los datos capturados por las redes de observación. Entre ellas, los SIG cumplen una función central actuando como almacenes de información, compatibilizando los datos aportados por otras TIG (fotointerpretación, fotogrametría, análisis estadístico de series climáticas...), facilitando la visualización en 3D y de conjunto y trabajando como herramientas de análisis. Las TIG además, tienen la capacidad de manejar la información a lo largo del tiempo, mostrando así las variaciones de los hechos geográficos que intervienen en el inicio de los lahares.

La aplicación de métodos específicos combinando las TIG al seguimiento de los factores que intervienen en la formación de los lahares ofrecerá como resultado la información de partida para los estudios de evaluación de riesgo (Figura 6.2). De esta manera, la fiabilidad de los mapas de riesgo y peligrosidad, en los que se basarán las actuaciones para la prevención de riesgos asociados a lahares, depende fundamentalmente del grado de conocimiento de los elementos que originan el lahar. Por otra parte, estos mapas deben de encontrarse en continua elaboración, no sólo por los rápidos cambios económicos y sociales que presentan las comunidades que se asientan en las proximidades del volcán (población, infraestructuras, usos del suelo...),

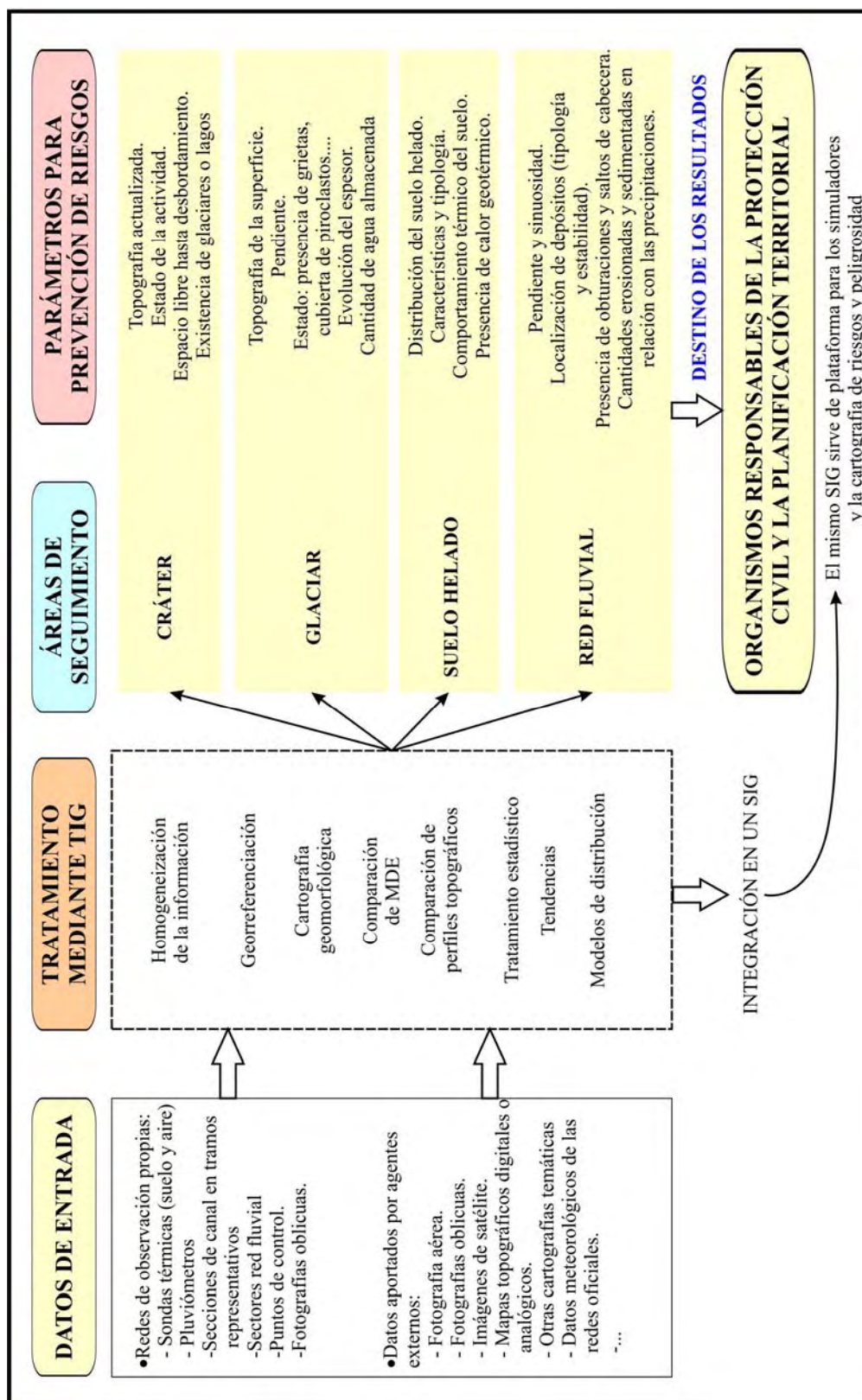


Figura 6.2. Organigrama propuesto para el estudio de los factores que originan el inicio de los lahares, en el que se detalla la forma de obtención de la información, los principales tratamientos TIG integrados en un SIG, las áreas de aplicación y el tipo de resultados esperados, cuyo fin es de servir de punto de partida a los responsables de la protección civil y de la planificación territorial.

sino por los rápidos cambios físicos que se dan en un medio tan dinámico, como los estratovolcanes tropicales, que participan de las características cambiantes de la actividad volcánica, del clima tropical y del medio de alta montaña. Este dinamismo que están adquiriendo los mapas de riesgo y peligrosidad, así como la gestión de prevención, debe basarse en una actualización continua de los parámetros de entrada que definen las características de los elementos que intervienen en la formación de lahares. En esta investigación se ha demostrado que el seguimiento eficaz de la evolución de los factores que intervienen en la generación de los lahares, por medio de la aplicación de TIG, ofrece una información actualizada y de calidad a los agentes encargados de realizar las evaluaciones de riesgo. Además, se ha puesto de manifiesto la importancia de un proceso que no se ha tenido en cuenta en ningún modelo de evaluación de riesgo lahárico empleado hasta el momento: la presencia del suelo helado.

Por último, la propuesta metodológica que se presenta en esta investigación, basada en el empleo de TIG, constituye un medio sencillo y económicamente accesible para las comunidades en las que se localizan la mayoría de los estratovolcanes tropicales activos, que ofrece una buena calidad en la obtención de datos, en el tratamiento de los mismos y en los resultados obtenidos, sobre los que se basarán los programas de prevención.

Bibliografía

- Abramov, A.A.; Buldovich, S.N.; Shcherbakova, V.A.; Laurinavichius, K.S.; Rivkina, E.M.; Kholodov, L.; y Gilichinsky, D.A., 2003, Kamchatka: mountain permafrost, volcanoes and life. En: Haeberli, W. y Brandova, D. (eds) *Extended Abstracts 8th International Conference on Permafrost*, Geography Department, University of Zurich, Zurich, 1–2 p.
- Abramov, A.A.; Gruber, S.; y Gilichinsky, D.A., 2008. Mountain Permafrost on Active Volcanoes: Field Data and Statistical Mapping, Klyuchevskaya Volcano Group, Kamchatka, Russia. *Permafrost and Periglacial Processes* 19: 261–277.
- Abramov, A.A.; Motenko, R.G.; Buldovich, S.N.; y Gilichinsky, D.A., 2005, Volcano permafrost – terrestrial model for extraterrestrial systems. En: Greiner, G. (ed) *Abstracts 2nd European Conference on 8 Permafrost (EUCOP II)*, Terra Nostra 2005/2: Potsdam; pp 86.
- Abramov, A.; Shcherbakova, V.; Laurinavichius, K.; Rivkina, E.; y Gilichinsky, D., 2004. Frozen volcanic tephra — new terrestrial Earth analog of Martian ecosystems. *III European Workshop on Exo-Astrobiology. Mars: The Search for Life*, Madrid, Spain, 2004. ESA SP-545; 161.
- ACGR (Asociate Comité on Geotechnical Research), 1988, *Glossary of permafrost and related ground ice terms*. Permafrost Subcomité, Nacional Research Council of Canada, Ottawa, technical memorandum 142, 156 p.
- Ackerman, C.T.; Evans, T.A.; y Brunner, G.W., 2000. HEC-GeoRAS: linking GIS to hydraulic analysis using ARC/INFO and HEC-RAS, En: Maidment, D. y Djokic, D. (eds). *Hydrologic and hydraulic modeling support with Geographic Information System*. ESRI press, Redlands, California, 155-176.
- Adleman, J.N.; Larsen, J.F.; Ramsey, M.S.; McGimsey, R.G.; y Neal, C.A., 2004. Analysis of composition and chronology of dome emplacement at Black Peak, Alaska utilizing ASTER remote sensing data and field-based studies, En: *Abstract Volume, IAVCEI General Assembly*, November 2004, Pucon, Chile.
- Aguilera, J.G. y Ordóñez, E., 1895. Expedición Científica al Popocatepetl, Comisión Geológica Mexicana de la Secretaría de Fomento. 48 p.
- Alcalá, J., 2007. *La evolución de los glaciares en el Complejo Volcánico Ampato (Perú)*. Trabajo de investigación para la obtención del Diploma de Estudios Avanzados, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 86 pp.
- Alcalá, J.; Úbeda, J.; y Palacios, D., 2006. La evolución de los glaciares en el complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca, Arequipa-Perú (ponencia), En: S.G.D. Perú (Ed.), *XIII Congreso Peruano de Geología*, Lima (Perú).
- Almeida, L.; Cleef, A.M.; Herrera, A.; Luna, I., 1994. El zacatonal alpino en el Volcán Popocatepetl, México, y su composición en las montañas tropicales de América, *Phytocoenologia*, 22: 391-436.
- Almeida-Leñero, L.; Giménez de Azcárate, J.; Cleef, A.M.; González, A., 2004. Las comunidades vegetales del zacatonal alpino de los volcanes Popocatepetl y Nevado de Toluca, Región Central de México. *Phytocoenologia*, 34: 91-132.
- Álvarez, R. y Delgado, H., 2002. Characterization of a tropical ice body on Iztaccíhuatl volcano, Mexico, *Proceedings of the Ninth International Conference on Ground Penetrating Radar*, 4758, 438– 442.
- Alzate, J.A., 1789. Observaciones Físicas Ejecutadas por D. José de Alzate en la Sierra Nevada, situada al Estsudeste –sic- respecto de Méjico –sic-á-sic- la distancia de quince leguas. *Gaceta de Literatura*. 14, Feb. 28. Reimpresión en *Gacetas de Literatura de México*, 1831,

- Oficina del Hospital de San Pedro, Miguel Buen Abad editor, Puebla, México, Vol. I. 99-107.
- Andrade, D.; Hall, M.L.; Ramón, P.; Mothes, P.; Ruíz, A.; y Hidalgo, S., 2004. Observación instrumental de lahares en el volcán Tungurahua entre abril-2000 y agosto-2001, *Investigación en Geociencias*, 1: 9-12.
- Andreassen, L.M.; Elvehøy, H.; Kjølmoen, B.; Engeset, R.V.; y Haakensen, N., 2005. Glacier mass balance and length variations in Norway. *Annals of Glaciology*, 42: 317–325.
- Andrés, N.; Zamorano, J.J.; Sanjosé, J.J.; Atkinson, A.; y Palacios, D., 2006. Glacier evolution during the last eruptive period of Popocatepetl volcano (Mexico). *International Symposium on Earth and Planetary Ice-Volcano Interactions*. Reykjavik, Iceland. 19-23 June 2006.
- Andrés, N.; Zamorano, J. J.; Sanjosé, J.J.; Atkinson, A.; y Palacios, D., 2007. Glacier retreat during the recent eruptive period of Popocatepetl volcano, Mexico, *Annals of Glaciology*, 45: 73–82.
- Applegarth, M.T. y Stefanov, W.L., 2006. Use of thermal infrared multispectral scanner (TIMS) imagery to investigate upslope particle size controls on and piedmont morphology. *Geomorphology*, 82(3-4): 388-397.
- AVO (Alaska Volcano Observatory), 2009. 18 March-24 March 2009 Report, *Global Volcanism Network Bulletin*, Smithsonian Institution, (<http://www.volcano.si.edu/world/volcano.cfm?vnum=1103-03-&volpage=weekly#May2009>).
- Baltsavias, E.P.; Li, H.; Mason, S.; Stefanidis, A.; y Sinning, M., 1996. Comparison of two digital photogrammetric systems with emphasis on DTM generation: case study glacier measurement, *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, 31 (4): 104–109.
- Barberi, F.; Coltelli, M.; Frullani, A.; Rosi, M.; y Almeida, E., 1995. Chronology and dispersal characteristics of recently (last 5000 years) erupted tephra of Cotopaxi (Ecuador): implications for long-term eruptive forecasting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69 (3–4): 217–239.
- Barclay, J.; Alexander, J.; y Sušnik, J., 2007. Rainfall-induced lahars in the Belham Valley, Montserrat, West Indies, *Journal of the Geological Society*, London, 164: 815–827.
- Bautista, B.C.; Bautista, M.L.P.; Marcial, S.S.; Melosantos, A.A.; y Hadley, K.C., 1991. Instrumental Monitoring of Mt. Pinatubo Lahars, Philippines. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 72 (44): 63.
- Beaman, J.H., 1962. The timberlines of Iztaccíhuatl and Popocatepetl, México, *Ecology*, 43: 377–385.
- Belousov, A.; Voight, B.; Belousova, M.; y Petukhin, A., 2002. Pyroclastic surges and flows from the 8–10 May 1997 explosive eruption of Bezymianny volcano, Kamchatka, Russia. *Bulletin of Volcanology*, 64:455–471.
- Benn, D.I. y Evans, D.J.A., 1998. *Glaciers and Glaciation*. Arnold: 734 p.
- Benson, C.S. y Follet, A.B., 1986. Application of photogrammetry to the study of volcano-glacier interactions on Mount Wrangell, Alaska, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 52(6): 813–827.
- Beverage, J.P. y Culbertson, J.K., 1964, Hyperconcentrations of suspended sediment. American Society of Civil Engineers Proceedings, *Journal of the Hydraulics Division*, 90: 117-128.
- Bishop, M.P.; Olsenholler, J.A.; Shroder, J.F.; Barry, R.G.; Raup, B.H.; Bush, A.B.G.; Coplan, L.; Dwyer, J.L.; Fountain, A.G.; Haeberli, W.; Kääh, A.; Paul, F.; Hall, D.K.; Kargel, J.S.; Molnia, B.F.; Trabant, D.C.; y Wessels, R., 2004. Global land ice measurements from

- space (GLIMS). Remote sensing and GIS investigations of the Earth's cryosphere. *Geocarto International*, 19(2): 57–84.
- Bogoiavlenskaia, G. E., 1962. Agglomerate flow Bezymianny volcano, *Bulletin of Volcanology*, 24(1): 203-210.
- Böse, E. y Ordóñez, E., 1901. Der Ixtaccíhuatl (5280 m): Eine Berg und Gletscherfahrt in den Tropen [Iztaccíhuatl (5,280 m): A mountain and glacier expedition in the tropics] *Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins*, 32: 138–158.
- Bohannon, J., 2007. Geophysics—Stalking a volcanic torrent, *Science*, 316: 1562-1563, 15 June 2007 (URL: <http://www.sciencemag.org/>).
- Bolstad, P.V.; Gessler, P.; y Lillesand, T.M., 1990. Positional uncertainty in manually digitized map data. *International Journal of Geographical Information System*, 4(4), 399-412.
- Boudal, C. y Robin, C., 1989. Volcan Popocatépetl: recent eruptive history, and potential hazards and risks in future eruptions, en Latter, J.H. (ed.), *Volcanic Hazards, IAVCEI Proceedings in Volcanology*, Berlin, Springer Verlag, 1: 110-128.
- Boynton, W.V.; Feldman, W.C.; Squyres, S.W.; Prettyman, T.H.; Brückner, J.; Evans, L.G.; Reedy, R.C.; Starr, R.; Arnold, J.R.; Drake, D.M.; Englert, P.A.J.; Metzger, A.E.; Mitrofanov, I.; Trombka, J.I.; d'Uston, C.; Wänke, H.; Gasnault, O.; Hamara, D.K.; Janes, D.M.; Marcialis, R.L.; Maurice, S.; Mikheeva, I.; Taylor, G.J.; Tokar, R.; y Shinohara, C., 2002, Distribution of hydrogen in the near surface of Mars: Evidence for subsurface ice deposits. *Science* 297: 81–85. DOI: 10.1126/science.1073722.
- Brantley, S. y Miers, B., 2000. Mount St. Helens – From the 1980 eruption to 2000, *U. S. Geological Survey Fact Sheet*, Report n° 036-00. Documento en la red: <http://pubs.usgs.gov/fs/2000/fs036-00>
- Brecker, C.S., 1908, Una ascensión al Iztaccíhuatl, por C. Gilchrist. *Boletín de la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística*, 5 (3): 222–229.
- Brehcer, H.H. y Thompson, L.G., 1993. Measurement of the retreat of Qori Kalis glacier in the tropical Andes of Peru by terrestrial photogrammetry, *American Society for Photogrammetry and Remote Sensing*, Bethesda, MD, ETATS-UNIS; 59 (6): 1017-1022.
- Brock, B.; Rivera, A.; Casassa, G.; Bown, F.; y Acuña, C., 2007 The surface energy balance of an active ice-covered volcano: Villarrica Volcano, southern Chile. *Annals of Glaciology* 45, 104-114.
- Bromley, G.R.M.; Schaefer, J.M.; Winckler, G.; Hall, B.L.; Todd, C.E.; y Rademaker, K.M., 2009. Relative timing of last glacial maximum and late-glacial events in the central tropical Andes, *Quaternary Science Reviews*, doi:10.1016/j.quascirev.2009.05.012.
- Brown, R.J.E. 1970. *Permafrost in Canada*. University of Toronto Press, Toronto. 234 p
- Brown, J.; Ferrians, O.J. Jr., Heginbottom, J.A.; y Melnikov, E.S., 1998 (revisado en febrero de 2001) *Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions*. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology. Digital Media. <http://nsidc.org/data/ggd318.html> (consultado 5-mayo-2008).
- Brown, J.; Smith, S.L.; Romanovky V.; Chirstiansen, H.H.; Clow, G.; y Nelson, F.E., 2008. Global Terrestrial Network for Permafrost, En Sessa, R. y Dolman, H. (eds.), *Terrestrial Essential Climate Variables for Assessment, Mitigation and Adaptation, WMO Global Climate Observing System Report GTOS-52*. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Roma, pp. 24-25.
- Byers, A.C., 2000. Contemporary Landscape Change in the Huascaran National Park and Buffer Zone, Cordillera Blanca, Peru. *Mountain Research and Development* 20: 52-63.

- Camacho, H., 1925. Resultados de la visita al cráter del Popocatepetl el 9 de marzo de 1922, *Anales del Instituto de Geología*, 2:64– 66.
- Capra, L. y Macías, J.L., 2002. The cohesive Naranjo debris-flow deposit (10 km³): A dam breakout flow derived from the Pleistocene debris-avalanche deposit of Nevado de Colima Volcano (México), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 117: 213-235.
- Capra, L.; Poblete, M.A.; Alvarado, R., 2004. The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological constrains on their origin and hazards, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131: 351-369.
- Casassa, G.; Haeberli, W.; Jones, G.; Kaser, G.; Ribstein, P.; Rivera, A.; y Schneider, C., 2007. Current status of Andean glaciers. *Global and Planetary Change*, 59 (1-4): 1-9.
- Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), 1995, El glaciar del Popocatepetl, *Prevención*, 11: 4-7.
- Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), 2001, *Resumen de la actividad del volcán Popocatepetl de diciembre de 1994 a mayo de 2001* <http://www.cenapred.unam.mx/es/Instrumentacion/InstVolcanica/MVolcan/Resumen/>
- Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), 1997-2003, *Reportes de la actividad volcánica del Popocatepetl*, <http://www.cenapred.unam.mx/cgi-bin/popo/reportes/consulta.cgi>.
- Chen, J.; He, Y.P.; y Wei, F.Q., 2005. Debris flow erosion and deposition in Jiangjia Gully, Yunnan, China, *Environ, Geol.*, 48: 771-777.
- Chinen, T. y Kadomura, H., 1986, Post-eruption sediment budget of a small catchment on Mt. Usu, Hokkaido, *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplementband*, 60: 217–232.
- Chow, V.T., 1959. *Open-channel hydraulics*, McGraw-Hill Book Company, New York. 680 p.
- Collins, B.D. y Dunne, T., 1986. Erosion of tephra from the 1980 eruption of Mount St. Helens, *Geological Society of America Bulletin*, 97: 896–905.
- Collins, B.D.; Dunne, T.; y Lehre, A.K., 1983. Erosion of tephra-covered hillslopes north of Mount St. Helens, Washington: May 1980–May 1981, *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplementband*, 46: 103–121.
- Corripio, J.G., 2003. Vectorial algebra algorithms for calculating terrain parameters from DEMs and solar radiation modeling in mountainous terrain. *International Journal of Geographical Information Science*, 17: 1–23.
- Costa, J.E., 1984. Physical Geomorphology of Debris Flows. En: Costa, J.E. y Fleisher, P.J. (eds), *Developments and Applications of Geomorphology*. Springer, Berlin, p. 268-317.
- Corté, A.E. 1960. Frost action and soil sorting processes; their influence in the surface features of the tropical and sub-tropical high Andes. *Colloquium Geographicum*, 9, 213-220.
- Cortés, H. 1942. Cartas de relación de la conquista de México, Espasa Calpe. Madrid, 136 p.
- Crandell, D.R., 1971. Post-glacial LaharZ from Mt. Rainier volcano, Washington. U.S. *Geological Survey Profesional Paper*, 677, 75 p.
- Cronin, J.s.; Neall, V.E.; Lecointre, J.A.; y Palmer, A.S., 1997. Changes in Whangaehu river lahar characteristics during the 1995 eruption sequence, Ruapehu volcano, New Zealand. *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, 76: 47-61.
- Cronin, S.J.; Neall, V.E.; Lecointre, J.A.; y Palmer, A.S., 1999. Dynamic interactions between lahars and stream flow: A case study from Ruapehu volcano, New Zealand, *GSA Bulletin*, 111, 1: 28-38.

- Cruz-Reyna, S. de la; Rivera, A., 1989. New fumaroles and large sulfur deposits, *Scientific Event Alert Network Bulletin*, 14 (4). Report of Global Volcanism Program, Smithsonian. <http://www.volcano.si.edu/>
- Cruz-Reyna, S. de la; Quezada, J.L.; Peña, C.; Zepeda, O.; y Sánchez, T., 1995. Historia de la actividad reciente del Popocatepetl (1354–1995), en CENAPRED-UNAM, *Volcán Popocatepetl: Estudios Realizados Durante la Crisis de 1994–1995*, Secretaría de Gobernación, Sistema Nacional de Protección Civil, Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), Universidad Nacional Autónoma de México, , México, D.F., 3-22.
- Cruz-Reyna, S. de la; Meli, R.; Macías, J.L.; Castillo, F.; y Cabrera, B., 1998. Cyclical dome extrusions that by late 1997 filled one-third of crater capacity, En: *Smithsonian-GVP Monthly Reports, Popocatepetl, Smithsonian Institution*. Bull. Glob. Volcanism Netw, (GVN), 23 (2): 2-4.
- Daag, A.S., 1994. *Geomorphic developments and erosion of the Mount Pinatubo 1991 pyroclastic flows in the Sacobia watershed, Philippines: A study using remote sensing and Geographic Information Systems (GIS)*, M.S. thesis: Enschede, Netherlands, International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences, 106 p.
- Daag, A.S., 2003. *Modelling the Erosion of Pyroclastic Flow Deposits and the Occurrences of Lahars at Mt. Pinatubo, Philippines*. Tesis Doctoral: Enschede, Netherlands, International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences, Universidad de Utrecht, 238 p.
- Daag, A. y van Westen, C.J., 1996. Cartographic modelling of erosion in pyroclastic flow deposits of Mount Pinatubo, Philippines. *ITC Journal*, 1996-2: 110-124.
- Daido, A, 1985. Effect of volcanic ash on occurrence of mud-debris flows, *Proceedings International Symposium on erosion, debris flows and disaster prevention*, Tsukuba, Toshinto Printers, 255-260.
- Delaite, G.; Thouret, J.C.; Sheridan, M.F.; Stinton, A.; Labazuy, P.; Souriot, T.; y van Westen, C., 2005. Assessment of volcanic hazards of El Misti and in the city of Arequipa, Peru, based on GIS and simulations, with emphasis on lahars. *Zeitschrift für Geomorphology*. 140: 209-231.
- Delgado, H., 1986. Estudios glaciológicos en el Popocatepetl. *Resúmenes de la Primera Reunión Nacional de Geomorfología*, México, agosto de 1986, Instituto de Geografía de la UNAM, 10-11.
- Delgado, H. 1993. The glaciers of Popocatepetl Volcano (México): changes and causes. *First International Conference on Climatic Change in México*, Taxco,Guerrero, México, Abstracts, 27 p.
- Delgado, H., 1996. Los glaciares del Popocatepetl: ¿huéspedes efímeros de la montaña? *Ciencias*, 41: 24-32.
- Delgado, H., 1997. The glaciers of Popocatepetl volcano (México): Changes and causes. *Quaternary International*, 43: 1-8.
- Delgado, H. y Brugman, M., 1996. Monitoreo de los glaciares del Popocatepetl. En: CENAPRED-UNAM, *Volcán Popocatepetl, Estudios realizados durante la crisis de 1994–1995*, 221–244 p.
- Delgado, H.; Julio, P.; Álvarez, R.; Cabral-Cano, E.; Cárdenas, L.; Correa, F.; Luna, M.; y Huggel, C., 2005. Study of Ayoloco Glacier at Iztaccíhuatl volcano (Mexico): hazards related to volcanic activity – ice cover interactions, *Zeitschrift für Geomorphology*, 140, 181–193.
- Delgado, H.; Julio, P.; Huggel, C.; Ortega, S.; y Alatorre M.A., 2007. Chronicle of a death foretold: Extinction of the small-size tropical glaciers of Popocatepetl volcano (Mexico), *Global and Planetary Change*, 56: 13–22.

- Demangeot, J., 1989. *Los medios “naturales” del globo*. Barcelona, Masson, 251 p.
- Demuth, M.N.; Pinard, V.; Pietroniro, A.; Luckman, B.H.; Hopkinson, C.; Dornes, P.; y Comeau, L., 2008. Recent and past-century variations in the glacier resources of the Canadian Rocky Mountains – Nelson River System. *Terra Glacialis*, 11(248): 27–52.
- de Silva, S.L. y Francis, P.W., 1991. *Volcanoes of the Central Andes*. Springer-Verlag 216 p.
- Díaz del Castillo, B., 1492-1581 (Edición digital, 2005). Cómo Cortés preguntó a Maseescaci y a Xicotenga por las cosas de México, y lo que en la relación dijeron. *Historia Verdadera de la Conquista de la Nueva España, Tomo I. Capítulo LXXVIII: 266-271*. Edición digital: Biblioteca Virtual Miguel de Cervantes. Original: México, Pedro Robredo, 1939. <http://www.cervantesvirtual.com/servlet/SirveObras/01715418982365098550035/index.htm>
- Ding, Y., 1998. Recent degradation of permafrost in China and the response to climatic warming. *Proc. 7th Int. Conf. Permafrost*, Yellowknife, Canada: 225-230.
- Dobinski W. 1998. Permafrost occurrences in the alpine zone of the Tatra Mountains, Poland. En Lewkowicz, A.G. y Allard, M. (eds). *Proceedings, Seventh International Conference on Permafrost*, Yellowknife, June 23–27, Nordicana, Centre d’Etudes Nordiques: Quebec City; 231–237.
- Dollfus, A., 1870. Una ascensión al Popocatepetl. *Naturaleza*, 1: 180-195.
- Dollfus, O. 1959. Formes glaciaires et periglaciaires actuelles autour du lac Huampar (Andes centrales peruvienes). *Bulletin de l’Association de Geographes Francais*, 286-287: 32-40.
- Donnadieu, F.; Kelfoun, K.; Van Wyk de Vries, B.; Decchi, E.; y Merle, O., 2003. Digital photogrammetry as a tool in analogue modelling: applications to volcano instability, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 123 (1-2): 161-180.
- Dornbusch, U., 2005. Glacier-rock glacier relationships as climatic indicators during the late Quaternary in the Cordillera Ampato, Western Cordillera of southern Peru. *Geological Society Special Publications*, 242: 75-82.
- Driedger, C.L., 1981 Effect of ash thickness on snow ablation. En: Lipman, P.W. y Mullineaux, D.R. (eds). The 1980 eruptions of Mount St Helens. *USGS Professional Paper* 1250, 757-760.
- Driedger, C.L. y Scott, W.E., 2008. Mount Rainier; living safely with a volcano in your backyard. *U.S. Geological Survey Fact Sheet* 2008-3062 <http://pubs.usgs.gov/fs/2008/3062/>.
- Drozдов, D.S.; Marchenko, S.; y Ødegård, R.S., 2005, Mapping and Modelling of Mountain Permafrost, *First CliC International Science Conference*, Beijing, <http://www.polarfoundation.org> (consultado en mayo de 2008).
- Environmental Systems Research Institute (Esri), 2006. *ArcGis Desktop Help* v.9.2, <http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.2/>
- Espinosa-Pereña, R. y Martín-Del Pozo, A.L., 2006. Morphostratigraphic evolution of Popocatepetl volcano, Mexico. En: Siebe, S.; Macias, J.L.; y Aguirre-Diaz, G.J. (eds) *Neogene-Quaternary continental margin volcanism: a perspective from Mexico*, *Geological Society of America*, Special Paper, 402: 115-137.
- Etzelmüller, B.; Berthling, I.; y Sollid, J.L., 2003. Aspects and concepts on the geomorphological significance of Holocene Permafrost in Southern Norway. *Geomorphology*, 52: 87–104.
- Etzelmüller, B.; Farbrot, H.; Gudmundson, Á.; Humlum, O.; Tveito, O.E.; Björnsson, H., 2007. The regional distribution of mountain permafrost in Iceland. *Permafrost and Periglacial Processes* 18: 185–199.
- Etzelmüller, B.; Hoelzle, M.; Heggem, E.S.F.; Isaksen, K.; Mittaz, C.; vonder Mühl, D.; Ødegård, R.S.; Haeberli, W.; y Sollid, J.L., 2001, Mapping and modelling the occurrence and

- distribution of mountain permafrost. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 55(4): 186-194.
- Fairchild, L.H., 1987. The importance of lahar initiation processes, En: Costa, J.E. y Wieczorek, G.F. (eds.) *Debris flows/avalanches: Process, recognition, and mitigation*. Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, 7: 51–61.
- Fairchild, L. H. y Wigmosta, M., 1983. Dynamic and volumetric characteristics of the 18 May 1980 lahars on the Toutle River, Washington. *Proceedings of the Symposium on Erosion Control in Volcanic Regions*: Japan Public Works Research Institute Technical Memorandum, 1908: 131–154.
- Farbrøt, H., 2007. *Distribution, thermal regime and geomorphic significance of mountain permafrost in northern Europe - Examples from Iceland, northern Norway and Svalbard*, Tesis doctoral, Department of Geosciences, University of Oslo, 61 p.
- Farbrøt, H.; Etzelmüller, B.; Isaksen, K., 2008. Present and past distribution of mountain permafrost in Gaissane Mountains, northern Norway, *Proceedings of the Ninth international Conference on Permafrost*, 29 June-3 July 2008, University of Fairbanks, Fairbanks, Alaska.
- Farrington, O.C., 1897. Observations on Popocatepetl and Ixtaccihuatl: Chicago, *Field Columbian Museum, Publication* 18, Geological series, 1 (2): 69-120.
- Feliciísimo, A.M., 1994. *Modelos digitales del terreno: Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales*. Universidad de Oviedo. Pentalfa ediciones. 222 p.
- Felpeto, A., 2002, *Modelización física y simulación numérica de procesos eruptivos para la generación de mapas de peligrosidad volcánica*, Tesis Doctoral, Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid, 250 p.
- Fernández, F. 1995, *Manual de climatología aplicada. Clima, medio ambiente y planificación*. Colección Espacios y Sociedades, Síntesis, Madrid. 285 p.
- Ferrians, O.J.; Kachadoorian, R.; Green, G.W. 1969. *Permafrost and related engineering problems in Alaska*. United States Geological Survey, professional paper, 678, 37 pp.
- Fisher, R.V. y Schincke, H.U., 1984. *Pyroclastic Rocks*, Springer-Verlag, Berlin, 472 p.
- Forel, F.A., 1895. Les variations périodiques des glaciers. Discours préliminaire. *Extrait des Archives des Sciences physiques et naturelles* XXXIV: 209–229.
- Forget, M. E., Thouret, J. C.; Kuentz, A., Fontugne, M. 2008. Heritages glaciaires, periglaciaires et évolution récente; le cas du Nevado Coropuna (Andes centrales, sud du Pérou). Inherited glacial and periglacial landforms, and recent evolution of the Nevado Coropuna in the Central Andes of southern Peru. *Geomorphologie*, 2: 113-132.
- Franco, O., 2005. *Geomorfología del volcán Popocatepetl*, Tesis de Licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras, Colegio de Geografía, México, 150 p.
- Francou, B., 1984. The study of periglacial processes in the Peruvian high Andes: preliminary data. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 33: 113-126.
- Francou, B. 1988. Stratified slope deposits in the Central High Andes of Peru. *Zeitschrift für Geomorphologie*. 32(1): 47-76.
- Francou, B.; Fabre, D.; Pouyaud, B.; Jomelli, V.; y Arnaud, Y., 1999. Symptoms of Degradation in a Tropical Rock Glacier, Bolivian Andes. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10(1): 91-100.
- Francou, B.; Le Mehaute, N.; Jomelli, V., 2001. Factors controlling spacing distances of sorted stripes in a low-latitude, alpine environment (Cordillera Real, 16 degrees S, Bolivia). *Permafrost and Periglacial Processes*, 12 (4): 367-377.

- Francou, B.; Vuille, M.; Wagnon, P.; Mendoza, J.; y Sicart, J.E., 2003. Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia, 16° S. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D5), 4154, doi:10.1029/2002JD002959.
- French, H.M., 1976, *The Periglacial Environment*, Longman, London, 308 p.
- French, H.M., 2007, *The Periglacial Environment*, John Wiley & Sons, 458 p.
- Freudenberg, W., 1911. The ascent of Iztaccíhuatl from the south. *Memorias de la Sociedad Científica "Antonio Alzate"*, 31: 73–75.
- Friedländer, I., 1921. La erupción del Popocatepetl. *Memorias de la Sociedad Científica "Antonio Alzate"*, 40: 219–227.
- Fries, C. Jr., 1965. Geología de la Hoja Cuernavaca, Estados de Morelos, México, Guerrero y Puebla, Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, Carta Geológica de México, escala 1:100.000.
- Funk, M. y Hoelzle, W., 1992. A model of potencial direct solar radiation for investigating occurrences of mountain permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3: 139–142.
- Furrer, G y Freund, R. 1973, Beobachtungen zum subnivalen Formenschatz am Kilimanjaro, *Zeitschrift Geomorphologie*, 16: 180-203.
- Gardaz, J.M., 1997. Distribution of mountain permafrost, Fontanesses Basin, Valaisian Alps, Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8: 101–105.
- García Romero, A. 1998. *Análisis integrado de paisajes en el occidente de la cuenca de México (la vertiente oriental de la Sierra de las Cruces, Monte Alto y Monte Bajo)*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid, España. 600 p.
- GCOS (Global Climate Observing System) (2004): *Implementation plan for the Global Observing System for Climate in support of the UNFCCC*. Report GCOS – 92 (WMO/TD N° 1219): 136 pp. (<http://www.wmo.int/pages/prog/gcos/index.php>)
- Gerbaux, M.; Genthon, C.; Etchevers, P.; Vincent, C.; y Dedieu, J.P., 2005. Surface balance of the glaciers in the French Alps: distributed modeling and sensitivity to climate change, *Journal of Glaciology* 51(175): 561–572.
- Gómez, F., 1997. *Desarrollo de una metodología para el análisis del riesgo volcánico en el marco de un Sistema de Información Geográfica*, Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid, 255 p.
- González, A.E., 2000. *Estudios de detalle estratigráfico y sedimentológico del Lahar de San Nicolás en el flanco noreste del volcán Popocatepetl*. Tesis de ingeniería, UNAM, Mexico, 109 p.
- González, A.E.; Delgado, H.; Urrutia, J.; 1997. The San Nicolás Lahar at Popocatepetl Volcano (Mexico): a case study of a glacier-ice-melt-related debris flow, triggered by a blast at the onset of a plinian eruption. *Abstracts of International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, General Assembly*, Puerto Vallarta, México, 19-24 de enero, 94 p.
- González-Ferrán, O.; Moreno, H.; López, E.; Rizzo, P. y Fuentealba, G., 1984, 11/1984 Monthly Report, Villarrica, Chile. *Global Volcanism Network Bulletin*, Smithsonian Institution SEAN 09:11.
- Gorbunov, A. P., 1978, Permafrost investigations in high-mountain regions, *Artic and Alpine Research*, 10 (2):283-294.
- Gorshkov, G.S., 1959. Gigantic eruption of the volcano Bezymianny. *Bulletin of Volcanology*, 20: 77–109.

- Grab, S.W., 1996. The occurrence of a holocene rock glacier on Mount Kenya: Some observations and comments, *Permafrost and Periglacial Processes*, 7: 381-389.
- Grab, S.W., 2002. Glacial and Periglacial phenomena in Ethiopia: a review. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13: 71-76.
- Grab, S.W.; Gatebe, C.K.; y Kinyua, A.M., 2004. Ground Thermal Profiles from Mount Kenya, East Africa, *Geografiska Annaler*, Series A, Physical Geography, 86 (2): 131-141.
- Garcin, M.; Poisson, B.; y Pouget, R., 2005. High rates of geomorphological processes in a tropical area: the Remparts River case study (Réunion Island, Indian Ocean). *Geomorphology*, 67: 335-350.
- Gran, K. y Montgomery, D., 2005. Spatial and temporal patterns in fluvial recovery following volcanic eruptions: Channel response to basin-wide sediment loading at Mount Pinatubo, Philippines. *GSA Bulletin*, 117; 1-2: 195-211.
- Greene, A.M., 2005. A time constant for hemispheric glacier mass balance. *Journal of Glaciology*, 51 (174): 353-362.
- Grippa, M.; Mognard, N.M.; Le Toan, T.; y Biancamaria, S., 2007. Observations of changes in surface water over the Western Siberia lowland. *Geophysical Research Letters*, 34, L15403, doi:10.1029/2007GL030165.
- Grove, J.M., 2004. *Little Ice Ages: Ancient and modern*. Vol. I + II, 2ª edición. Routledge, London and New York. 718 p.
- Gruber, S.; y Hoelzle, M., 2001. Statistical modelling of mountain permafrost distribution—local calibration and incorporation of remotely sensed data. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1): 69-77.
- Gudmundsson, M.T.; Sigmundsson, F.; y Bjornsson, H., 1997. Ice–volcano interaction of the 1996 Gjálp subglacial eruption, Vatnajökull, Iceland, *Nature*, 389, pp. 954-957.
- Guevara, C., 1969. Geología del cuadrángulo de Characato. *Boletín del Servicio de Geología y Minería*, nº23, Lima.
- Guevara, E.; Quas, R.; Castelán, G.; Ortíz, J.; Vázquez, J.; Morquecho, C.; Alarcón, A.M.; Martínez, A.; Gómez, A.; Espitia, G.; Alondo, P.; y Cárdenas, L., 2003. *Instrumentación y monitoreo del volcán Popocatepetl*. Informes Técnicos. CENAPRED, México. Secretaría de Gobernación. 101 p.
- Guodong, C., 1983, Vertical and horizontal zonation of high-altitude permafrost, En: Péwé, T.L. (ed) *Proceedings of the 4th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, National Academy Press, Washington DC, 136-141 p.
- Guodong, C. y Dramis, F., 1992, Distribution of Mountain Permafrost and Climate, *Permafrost and Periglacial Processes*, 3: 83-91.
- Haerberli, W., 1973. Die Basis Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9(1/2): 221-227.
- Haerberli, W., 1992. Construction, environmental problems and natural hazards in periglacial mountains belts. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3: 111-124.
- Haerberli, W., 1996, On the morphodynamics of ice/debris transport systems in cold mountains areas. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 50: 33-9.
- Haerberli, W., 1998. Historical evolution and operational aspects of worldwide glacier monitoring. En: *Second century of world glacier monitoring: prospects and strategies*. UNESCO, Paris, 56: 35-51.

- Haeberli, W., 2007. Changing views on changing glaciers. En: Orlove, B.; Wiegandt, E.; y Luckman, B. (eds.): *The darkening peaks: Glacial retreat in scientific and social context*. University of California Press, 23–32.
- Haeberli, W.; Cheng, G.; Gorbunov, A.P.; y Harris, S.A., 1993. Mountain permafrost and climatic change. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4: 165–174.
- Haeberli, W. y Hoelzle, M., 1995. Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps. *Annals of Glaciology*, 21: 206–212.
- Haeberli, W.; Wegmann, M.; y Vonder Mühll, D., 1997. Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 90, 407–414.
- Hamidi, S., 1989, Lahar of Galunggung Volcano from 1982 through 1986, *International Symposium on Erosion and Volcanic Debris Flow Technology*: Yogyakarta, Indonesia, Ministry of Public Works, p. VP1-1–VP1-23.
- Harris, C.; Rea, B.; y Davies, M., 2001. Scaled physical modelling of mass movement processes on thawing slopes. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12: 125–135.
- Harris, A.L.; Rose, W.I.; y Flynn, L.P., 2002. Temporal trends in Lava Dome extrusion at Santiaguito 1922–2000. *Bulletin of Volcanology*, 65: 77–89.
- Hastenrath, S. 1973. Observations on the periglacial morphology of Mts. Kenya and Kilimanjaro, East Africa, *Zeitschrift Geomorphologie*, 16: 161–179.
- Haugerud, R.A.; Harding, D.J.; Mark, L.E.; Zeigler, J.; Queija, V.; y Johnson, S.Y., 2004a. Lidar measurement of topographic change during the 2004 eruption of Mount St. Helens, WA, *Eos Trans. AGU*, 85(47), Fall Meeting Suppl., abstract V53D-01A.
- Haugerud, R.A.; Harding, D.J.; Queija, V.; y Mark, L.E., 2004b. *Elevation change at Mt. St Helens, September 2003 to October 4-5, 2004*, Mapa E. 1:6000. USGS.
- Hayes, S.K.; Montgomery, D.R.; y Newhall, C.G., 2002, Fluvial sediment transport and deposition following the 1991 eruption of Mount Pinatubo, *Geomorphology*, 45, 3-4: 211–224.
- Heggem, E.S.F.; Juliussen, H.; y Etzelmüller, B., 2005. Mountain permafrost in Central-Eastern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 59: 94–108.
- Heilprin, A., 1890. Barometric observations among the highvolcanoes of Mexico, with a consideration of the culminating point of the North American Continent. Academy of Natural Sciences of Philadelphia, *Proceedings*, 42: 251–265.
- Heine, K., 1975a, *Studien zur jungquartären Glazialmorphologie mexikanischer Vulkane – mit einem Ausblick auf die Klimaentwicklung*: Weisbaden, Franz Steiner Verlag, Das Mexiko-Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft, VII, 178 p.
- Heine, K., 1975b, Permafrost am Pico de Orizaba/Mexiko. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 26: 212–217.
- Heine, K., 1994, Present and past geocryogenic processes in Mexico. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9(5):1–12.
- Heinzlin J., 1952. Glacier recession and Periglacial phenomena in the Ruwenzori Range (Belgian Congo), *Journal of Glaciology*, 2(12): 137–140.
- Hermann, J.M.; Klebe, S.; Rauber, C.; y Pfadenhauer, J., 2004. *SIBERIA 2000 – excursion report*. Berichte des Lehrstuhls für Vegetationsökologie, n° 1. <http://www.wzw.tum.de/vegoek/publikat/berichte/blv1/blv1.html>
- Hernández-Sosa, P., 1948. *Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl*. Secretaría de Agricultura y Ganadería, Mexico, 416 pp.
- Higuchi, K. y Fujii, Y., 1971, Permafrost at the summit of Mount Fuji, Japan, *Nature* 230: 521.

- Hirao, K., y Yoshida, M., 1989, Sediment yield of Mt Galunggung after eruption in 1982, *International Symposium on Erosion and Volcanic Debris Flow Technology*: Yogyakarta, Indonesia, Ministry of Public Works, p. V21-1–V21-22.
- Hoblitt, R.P.; Walder, J.S.; Driedger, C.L.; Scott, K.M.; Pringle, P.T.; y Vallance, J.W., 1998, Volcano Hazards from Mount Rainier, Washington, Revised 1998 *U.S. Geological Survey Open-File Report* 98-428.
- Hoelzle M. 1992. Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the Eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3: 143–147.
- Hoelzle, M.; Haeberli, W.; y Keller, F., 1993. Application of BTS measurements for modeling mountain permafrost distribution. En *Proceedings of the Sixth International Conference on Permafrost*, Beijing, Vol. 1. South China University of Technology: Beijing; 272–277.
- Hoelzle, M. y Haeberli, W., 1995. Simulating the effects of mean annual air temperature changes on permafrost distribution and glacier size. An example from the Upper Engadin, Swiss Alps, *Annals of Glaciology*, 21: 399-405.
- Hodgson, K. y Manville, V., 1999. Sedimentology and flow behavior of a rain-triggered lahar, Mangatoetoe Stream, Ruapehu volcano, New Zealand, *Geological Society of America Bulletin*, 111, 743–754.
- Holmlund, P. y Jansson, P., 2005. A re-analysis of the 58-year mass balance record of Storglaciären, Sweden. *Annals of Glaciology* 42 (1): 389–394.
- Huete, R., 1988. A Soil-Adjusted Vegetation Index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, 25: 295–309.
- Huggel, C. y Delgado, H., 2000. Glacier monitoring at Popocatepetl volcano, México: glacier shrinkage and possible causes. En: Hegg, C. y Vonder Mühll, D. (eds.) *Beiträge zur Geomorphologie. Proceedings der Fachtagung der Schweiz. Geom. Ges. Bramois*, 1068-97 p.
- Huggel, C.; Schneider, D.; Julio, P.; Delgado, H.; y Käab, A., 2005. Modeling of glacier-induced lahars using ASTER and SRTM terrain data, *Geophysical Research Abstracts*, vol. 7, 05291, European Geosciences Union.
- Huggel, C.; Schneider, D.; Julio, P.; Delgado, H.; y Käab, A., 2008. Evaluation of ASTER and SRTM DEM data for lahar modelling: A case study on lahars from Popocatepetl Volcano, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 170(1-2), 99-110.
- Imhof, M.; Pierrehumert, G.; Haeberli, W.; y Kienholz, H., 2000. Permafrost investigation in the Schilthorn Massif, Bernese Alps, Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11: 189–206.
- Inbar, M.; Enriquez, A. R.; y Granel, J. H. 2001. Morphological changes and erosion processes following 1982 eruption of El Chichón volcano, Chiapas, México, *Geomorphologie*, 3: 175–184.
- Inbar, M.; Lugo Hubp, J.; y Villers Ruiz, L., 1994. The geomorphological evolution of the Parícutin cone and lava flows, Mexico, 1943–1990. *Geomorphology* 9 (1): 57–76.
- Instituto Geográfico Nacional de Perú, 1996. *Digitalización de las hojas 2538 y 2638*. E: 1:100.000.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía de México (INEGI), 1978. *Cartografías digitales de las hojas E14B31, E14B32, E14B41, E14B42, E14B51 y E14B52*. E: 1:50.000.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía de México (INEGI), 1983. *Fotomapa del volcán Popocatepetl*. E, 1:20.000, E14B42-D.

- Instituto Nacional de Estadística y Geografía de México (INEGI), 1995. *Ortofotografía del volcán Iztaccíhuatl*, Realizada a partir de las fotografías aéreas escala 1:75,000 de diciembre de 1993, E14B42-A.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía de México (INEGI), 2002. *Ortofotografía del volcán Iztaccíhuatl*, Realizada a partir de las fotografías aéreas escala 1:75,000 de abril de 1999, E14B42-A.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía de México (INEGI), 2003. *Cartografías digitales de las hojas E14B42-A y E14B42-D*. E: 1:20.000.
- Instituto Nacional de Estadística e Informática de Perú (INEI), *Censo de 2007*, <http://censos.inei.gob.pe/censos2007/>
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*. 93: 3211-3231.
- Isaksen, K.; Hauck, C.; Gudevang, E., Ødegård, R.S.; y Sollid, J.L., 2002. Mountain permafrost distribution on Dovrefjell and Jotunheimen, southern Norway, based on BTS and DC resistivity tomography data. *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography*, 56: 122-136.
- Ishikawa, M. y Hirakawa, K., 2000. Mountain permafrost distribution based on BTS measurements and DC resistivity soundings in the Daisetsu Mountains, Hokkaido, Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11: 109–123.
- Ives, J.D., 1974, Permafrost, En: Ives, J.D. y Barry, R.G. (eds) *Arctic and Alpine Environments*, London, Methuen & Co. Ltd. 159-194.
- Iwamoto, M. 1996. Prevention of disasters caused by debris flows at Unzen volcano, Japan, En: Slaymayer, O. (ed.), *Geomorphic hazards*. John Wiley and Sons, 95-110.
- Iwastubo, E.Y. y Swanson, A., 1992. Methods used to monitor deformation of the crater floor and lava dome at Mount St Helens, Washington. En: Ewert y Swanson (eds.) *Monitoring volcanoes: Techniques and strategies used by the staff of the Cascades Volcano Observatory, 1980-1990: USGS Bulletin*, 1992: 53-66.
- Janda, R.J.; Meyer, D.F.; y Childers, D., 1984a. Sedimentation and geomorphic changes during and following the 1980–1983 eruptions of Mount St. Helens, Washington. *Shin-Sabo*, 37, 2: 10–21.
- Janda, R.J.; Meyer, D.F.; y Childers, D., 1984b, Sedimentation and geomorphic changes during and following the 1980–1983 eruptions of Mount St. Helens, Washington (2), *Shin-Sabo*, 37, 3: 5–17.
- Janda, R.J.; Scott, K.M.; y Martinson, H.A., 1981. Lahar movement, effects, and deposits, En: Lipman, P.W. y Mullineaux, D.R. (eds), *The 1980 eruptions of Mount St Helens, Washington, U.S., Geological Survey Professional Paper*, 1250: 461-478.
- Janke, J.R., 2004. *Rock glaciers in the Front Range; an analysis of distribution, topoclimatic variables, permafrost, and flow*. Ph.D. Dissertation, University of Colorado, Boulder, CO.
- Janke, J.R., 2005. The occurrence of alpine permafrost in the Front Range of Colorado. *Geomorphology*, 67: 375–389.
- Jáuregui, E., 1975. Los Sistemas de Tiempo en el Golfo de México y su Vecindad. Boletín del Instituto de Geografía, UNAM. VI: 7 -36.
- Jeckel, P.P. 1988. Permafrost and its altitudinal zonation in N. Lapland. En *Proceedings of the Fifth International Conference on Permafrost*, Trondheim, Vol. 1. Tapir: Trondheim; 332–337.
- John, D.A.; Sisson, T.W.; Breit, G.N.; Rye, R.O.; y Váyanse, J.W., 2008. Characteristics, extent and origin of hydrothermal alteration at Mount Rainier Volcano, Cascades Arc, USA:

- implications for debris-flow hazards and mineral deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175: 289-314.
- Josberg, E.G.; Bidlake, W.R.; March, R.S.; y Kennedy, B.W., 2007. Glacier mass-balance fluctuations in the Pacific Northwest and Alaska, USA. *Annals of Glaciology* 46: 291-296.
- Julián, A. y Chueca, J., 2007. Permafrost Distribution from BTS Measurements (Sierra de Telera, Central Pyrenees, Spain): Assessing the Importance of Solar Radiation in a Mid-elevation Shaded Mountainous Area. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18: 137-149.
- Julio, P. y Delgado, H., 2003. Fast hazard evaluation employing digital photogrammetry: Popocatepetl glaciers, Mexico. *Geofísica Internacional*, 42(2): 275-283.
- Julio, P.; González-Huesca, A.E.; Delgado, H.; y Kääb, A., 2005. Glacier melting and lahar formation during January 22, 2001 eruption, Popocatepetl volcano (Mexico), *Zeitschrift Geomorphologie*, 140: 90-102.
- Julio-Miranda, P.; Delgado-Granados, H.; Huggel, C.; y Kääb, A., 2008. Impact of the eruptive activity on glacier evolution at Popocatepetl Volcano (México) during 1994-2004. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170: 86-98.
- Kääb, A., 2008. Remote sensing of permafrost-related problems and hazards. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19: 107-136.
- Kääb, A.; Haeberli, W., 2001. Evolution of a high-mountain thermokarst lake in the Swiss Alps, *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 33 (4): 385-390.
- Kääb, A.; Huggel, C.; Fischer, L.; Guex, S.; Paul, F.; Roer, I.; Salzmann, N.; Schläefli, S.; Schmutz, K.; Schneider, D.; Strozzi, T.; y Weidmann, Y., 2005. Remote sensing of glacier- and permafrost-related hazards in high mountains: an overview, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5: 527-554.
- Kääb, A.; Paul, F.; Maisch, M.; Hoelzle, M.; y Haeberli, W., 2002. The new remote-sensing-derived Swiss glacier inventory: II. First Results. *Annals of Glaciology* 34: 362-366.
- Kadomura, H.; Imagawa, T.; y Yamamoto, H., 1983, Eruption-induced rapid erosion and mass movements on Usu Volcano, Hokkaido: *Zeitschrift für Geomorphologie* N.F. Supplementband, 46: 123-142.
- Kaser, G. y Osmaston, H., 2002. *Tropical Glaciers*. Cambridge University Press: Cambridge. 228 p.
- Keller, F., 1992. Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the geographical information system ARC/INFO. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3: 133-138.
- Keller, F. y Gubler, H., 1993. Interaction between snow cover and alpine permafrost, Murtel Corvatsch, Swiss Alps. En *Proceedings of the Sixth International Conference on Permafrost*, Beijing, Vol. 1. South China University of Technology: Beijing; 332-337.
- Kellerer-Pirklbauer, A.; Farbrot, H. y Etzelmüller, B., 2007, The potential of volcanic eruptions for permafrost aggradation in local and global perspectives based on the Hekla-2000 eruption in Iceland. *Permafrost and Periglacial Processes* 18: 269-284.
- Kerle, N. y van Wyk de Vries, B., 2001. The 1998 Debris Avalanche at Casita Volcano, Nicaragua: Investigation of Structural Deformation as the Cause of Slope Instability Using Remote Sensing. *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, 105 (1-2): 49-63.
- King, L., 1990. Soil and rock temperatures in discontinuous permafrost: Gornergrat and Unterrothorn, Wallis, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1: 177-188.
- King L. 1992. Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomenon. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3: 73-81.

- King, L., Herz, T.; Hartmann, H.; Hof, R.; Jiang, T.; Ke, C.; Wei, Z.; Liu, J.; Yi, C., 2006. The PACE monitoring strategy: A concept for permafrost research in Qinghai-Tibet. *Quaternary International*, 154-155: 149-157.
- Kim, E.J. y England, A.W., 1996. Passive microwave freeze/thaw classification for wet tundra regions. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*, vol. 4, 2267-2269.
- Kirkbride, M.P. y Dugmore, A.J., 2003 Glaciological response to distal tephra fallout from the 1947 eruption of Hekla, south Iceland, *Journal of Glaciology*, 49, 420-428.
- Klein, A.G. y Kincaid, J.L., 2008. On the disappearance of the Puncak Mandala ice cap, Papua. *Journal of Glaciology* 54 (184): p. 195-197.
- Kneisel, C., 2003. Electrical resistivity tomography as a tool for geomorphological investigations – some case studies. En Schrott, L.; Hoerdt, A.; y Dikau, R. (eds). *Geophysical Methods in Geomorphology, Zeitschrift für Geomorphologie Supplement*, 132: 37-49.
- Kneisel, C. y Kääh, A., 2007. Mountain permafrost dynamics within a recently exposed glacier forefield inferred by a combined geomorphological, geophysical and photogrammetrical approach. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 1797-1810.
- Koch, N.; Carey, S.; y Lundin, S., 2004. Mapping of the Crater of the Submarine Arc Volcano, Kick'em Jenny, in the Lesser Antilles Volcanic Arc, *Papers from the Summer Undergraduate Research Fellowship Program in Oceanography*, Univ Rhode Island, GSO Technical Report n° 2004-1: 40-45.
- Kouli, M. y Seymour, K. St., 2006. Contribution of remote sensing techniques to the identification and characterization of Miocene calderas, Lesvos Island, Aegean Sea, Hellas, *Geomorphology*, 77: 1-16.
- Kudryavtsev, V. A. ; Garagulya, L. S. ; Kondrat yeva, K. A. ; Melamed, V. G., 1974. *Fundamentals of Frost Forecasting in Geological Engineering Investigations*, Cold Regions Research and Engineering Lab, Hanover N H. 496 p.
- Kumar, D.; Patra, A.; Le, L.; Pitman, E.B.; Sheridan, M.F.; y Bursik, M., 2005. Modeling debris flows using the Titan2D toolkit, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7, 06002.
- Lachniet, M.S. y L. Vázquez-Selem. 2005. Last Glacial Maximum equilibrium line altitudes in the circum-Caribbean (Mexico, Guatemala, Costa Rica, Colombia, and Venezuela). *Quaternary International*, 138-139, 129-144.
- Laharie, R. y Derruau, M. 1974. La morphogenèse des Andes du Sud du Pérou. *Revue de géographie alpine*. Univ. de Grenoble, Francia. LXII, 4: 479-505.
- Lauer, W., 1978, Timberline studies in central Mexico, *Arctic and Alpine Research*, 10(2): 383-396.
- Lauer, W. y Klaus, D., 1975, Geoecological investigations on the timberline of Pico de Orizaba, México, *Arctic and Alpine Research*, 7(4): 315-330.
- Lauer, W. y Stiehl, E., 1973. La clasificación del clima en la región de Puebla-Tlaxcala. *Comunicaciones*, 7. Función alemana para la investigación científica, Mexico. 31-36 p.
- Lambiel, C. y Pieracci, K., 2008. Permafrost Distribution in Talus Slopes located within the Alpine Periglacial Belt, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19: 293-304.
- Lavarriere, J., 1858. Exploración del Valle de México. *Boletín de la Sociedad mexicana de Geografía y Estadística*, 6: 191.
- Lavigne, F., 1998. *Les lahars du volcan Merapi, Java central, Indonésie: déclenchement, budget sédimentaire, dynamique et zonage des risques associés*. Tesis Doctoral sin publicar, Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, 539 p.

- Lavigne, F., 2004. Rate of sediment yield following small-scale volcanic eruptions: a quantitative assessment at the Merapi and Semeru stratovolcanoes, Java, Indonesia, *Earth Surface Processes and Landforms*, 29: 1045–1058. DOI: 10.1002/esp.1092
- Lavigne, F. y Suwa, H., 2004. Contrasts between debris flows, hyperconcentrated flows and stream flows at a channel of Mount Semeru, East Java, Indonesia, *Geomorphology*, 61: 41–58.
- Lavigne F.; Thouret J.C.; Suwa, H.; Voight. B.; Young, K.; Lahusen, R.; Marso, J.; Sumaryono, A.; Dejean, M.; y Sayudi, D.S., 2000. Instrumental lahar monitoring at Merapi Volcano, Central Java, Indonesia. *Journal Volcanology Geothermal Research*, 100: 457-478.
- Lavigne F. y Thouret J.C., 2002, Sediment transportation and deposition by rain-triggered Lahar at Merapi Volcano, Central Java, Indonesia, *Geomorphology*, 49: 45-69.
- Leavesley, G.H.; Lusby, G.C.; y Lichty, R.W., 1989, Infiltration and erosion characteristics of selected tephra deposits from the 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington, USA: *Hydrological Sciences Journal*, 34, 3: 339–353.
- Legos, F.; Thouret, J.C.; y Gourgaud, A., 1995. Les menaces volcaniques au Sud du Pérou: etude du strato-volcan El Misti à 15 km de la ville d'Arequipa. *Le risque volcanique dans le monde I*. 106: 43-52.
- Lehre, A.K.; Collins, B.D.; y Dunne, T., 1983. Post-eruption sediment budget for the North Fork Toutle River Drainage, June 1980–June 1981, *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplementband*, 46: 143–163.
- Leverington, D.W. y Duguay, C.R., 1977. A neural network method to determine the presence or absence of permafrost features near Mayo, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8(2): 207-217.
- Lewkowicz, A.G. y Bonnaventure, P.P., 2008. Interchangeability of Mountain Permafrost Probability Models, Northwest Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19: 49–62.
- Lewkowicz, A.G. y Ednie, M., 2004. Probability Mapping of Mountain Permafrost Using the BTS Method, Wolf Creek, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15: 67–80.
- Lliboutry, L., 1974. Multivariate statistical analysis of glacier annual balance. *Journal of Glaciology*, 13: 371–392.
- Long, W.S., 2000. Development of digital terrain representation for use in river modelling, En Maidment, D. y Djokic, D. (eds), *Hydrologic and hydraulic modeling support with Geographic Information System*. ESRI Press, Redlands, California, 145-154.
- Lorenzo, J. L., 1961, Notas sobre Geología Glacial del Nevado de Colima, *Boletín del Instituto de Geología*, UNAM, 6: 1-17.
- Lorenzo, J. L., 1964. Los glaciares de México, *Monografías del Instituto de Geofísica*. México: UNAM. I: 123 p.
- Lorenzo, J. L., 1969, Minor periglacial phenomena among the high volcanoes of Mexico. En Pewe, T.L. (ed.), *The Peri-glacial Environment*. Montreal: McGill-Queen's University Press, 161-175.
- Lorenzo, J. L., 1973. Las glaciaciones del Pleistoceno Superior en México. Estudios dedicados al Prof. Luis Pericot. Barcelona, Instituto de Arqueología y Prehistoria, Universidad de Barcelona, 385-410 p.
- Lougeay, R., 1974. Detection of buried glacial and ground ice with thermal infrared remote sensing, En: Santeford, H.S. y Smith, J.L.(eds.) *Advanced Concepts and Techniques in the Study of Snow and Ice Resources*. National Academy of Sciences, Washington, DC, 487-494.

- Lougeay, R., 1982. Landsat thermal imaging of alpine regions. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 48(2): 269-273.
- Loughlin, S.C.; Christopher, T.; Luckett, R.; Jones, L.; y Baptie, B., 2007. Large volume dome collapse at the Soufrière Hills Volcano, Montserrat, 20 May 2006, *Geophysical Research Abstracts*, 9: 11090.
- Lozano-García, S. y L. Vázquez-Selem. 2005. A high elevation Holocene pollen record from Iztaccíhuatl volcano, central Mexico. *Holocene*, 15(3), 329-338.
- Lozinski, W., 1909, Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima, *Bulletin International de l'Académie des Sciences de Cracovia class des Sciences Mathématique et Naturalles*, 1: 1-25.
- Lozinski, W., 1912. Die periglaziale Facies der mechanischen Verwitterung. *C.R. XI Congr. Int. Geologie, Stockholm*, 1910, 1039–1053.
- Lugon, R. y Monbaron, M., 1998, *Stabilité des terrains meubles en zone de pergélisol et changements climatiques. Deux études de cas en Valais: Le Ritigraben (Mattertal) et la moraine du Dolent (Val Ferret)*. Schlussbericht NFP31, Vdf Hochschulverlag AG, Zürich, 102 p.
- Macías, J.L., 2005. Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario Temas Selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVII, 3: 379-424.
- Macías, J.L. y Siebe, C., 2005. Popocatepetl crater filled to the brim: significance for hazard evaluation, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141: 327-330.
- Major, J.J., 2003. Post-eruption hydrology and sediment transport in volcanic river systems. *Water Resources Impact*, 5, 3: 11-15.
- Major, J.J. 2004, Posteruption suspended sediment transport at Mount St. Helens: Decadal-scale relationships with landscape adjustments and river discharges, *Journal of Geophysical Research*, 109, F01002, doi:10.1029/2002JF000010.
- Major, J.J.; Janda, R.J.; y Daag, A.S., 1996, Watershed disturbance and lahars on the east side of Mount Pinatubo during the mid-June 1991 eruptions, En: Newhall, C.G. y Punongbayan, R.S. (eds.), *Fire and mud: Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*: Quezon City, Philippine Institute of Volcanology and Seismology, and Seattle, University of Washington Press, 895–919.
- Major, J.J. y Newhall, G.C., 1989. Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars and floods, *Bulletin of Volcanology*, 52 (1): 1-27.
- Major, J.J., Pierson, T.C., Dinehart, R.L. y Costa, J.E. 2000. Sediment yield following severe volcanic disturbance- A two-decade perspective from Mount St. Helens. *Geology*, 28 (9): 819-822.
- Manville, V.; Hodgson, K.A.; Houghton, B.F.; Keys, J.R.; y White, J.D.L., 2000. Tephra, snow and water: complex sedimentary responses at an active snowcapped stratovolcano, Ruapehu, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*. 62, 278–293.
- Martelli, K.; Thouret, J.C.; van Westen, C.; Fabre, D.; Sheridan, M.; y Vargas, R., 2008. Estimating building and infrastructure vulnerability in the city of Arequipa, Peru, from volcanic mass flows: A challenge. *7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG, Nice)*, Extended Abstracts: 315-318
- Martín-Del Pozzo, A.L.; Cifuentes-Nava, G.; Cabral-Cano, E.; Bonifaz, F.; Correa, I.; y Mendiola, I.F., 2003. Timing magma ascent at Popocatepetl Volcano, Mexico, 2000-2001, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125: 107-120.

- Matiella, M.A.; Watson, I.M.; Delgado, H.; Rose, W.I.; Cárdenas, L.; y Realmuro, V.J., 2008. Volcanic emissions from Popocatepetl volcano, Mexico, quantified using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) infrared data: A case study of the December 2000-January 2001 emissions, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170 (1-2): 76-85.
- Melgarejo, A., 1910. The greatest volcanoes of México. *National Geographic Magazine*, 21(9): 741-760.
- Melnik, O.; Stephen, R.; Sparks, J.; Costa, A.; y Barmin, A.A., 2007 Volcanic Eruptions: Cyclicity During Lava Dome Growth, *Complexity and Systems Science*, <http://www.earth-prints.org/handle/2122/2887>.
- Meyer, D.F. y Martinson, H.A., 1989. Rates and Processes of Channel Development and Recovery Following the 1980 Eruption of Mount St. Helens, Washington. *Hydrological Sciences Journal*, 34: 115-127.
- Mizuyama, T. y Kobashi, S., 1996, Sediment yield and topographic change after major volcanic activity, En: International Association of Hydrological Sciences (IAHS), *Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives* (Exeter Symposium), 295–301.
- Mooser, F.; Meyer-Abich, H.; y McBirney, A. R., 1958, *Catalogue of the active volcanoes of the world including solfara fields*. Part VI Central America: Napoli International Volcanology Association, 1-36 p.
- Mooser, F.; Montiel, A.; y Zuñiga, A., 1996. *Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla. Estratigrafía, tectónica y sus aspectos geotérmicos*. Comisión Federal de al Electricidad, México, 27 p.
- Moore, I.D.; Norton, T.W.; y Williams, J.E., 1993. Modelling environmental heterogeneity in forested landscapes. *Journal of Hydrology*, 150:717-747.
- Morán-Zenteno, D.J.; Tolson, G.; Martínez-Serrano, R.G.; Martiny, B.; SCAF, P.; Silva-Romo, G.; Macías-Romo, C.; Alba-Aldave, L.; Hernández-Bernal, M.S.; y Solís-Pichardo, G.N., 1999. Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 12 (6): 513-535.
- Moreno, H. y González-Ferrán, O., 1979. 10/1979 Monthly Report, Llaima, Chile. Global Volcanism Network Bulletin, Smithsonian Institution, *Scientific Event Alert Network Bulletin*, 04:10.
- Mościcki, J. W. y Kędzia, S. 2001. Investigation of mountain permafrost in Kozia Dolinka Valley, Tatra Mountains, Poland. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 55: 235–240.
- MVO Staff, 1999. *Scientific Report 100*, Montserrat Volcano Observatory, Montserrat, West Indies, http://www.geo.mtu.edu/volcanoes/west.indies/soufriere/govt/scireps/mva_report0100.html.
- Müller, S.W., 1943, *Permafrost or permanent frozen ground and related engineering problems*. U.S. Engineer's Office, Strategic Engineering Study Special Report, 62. 136 p.
- Müller, S.W., 1947. *Permafrost or Permanently Frozen Ground and Related Engineering Problems*. J.W. Edwards, Ann Arbor, Michigan. 231 p.
- Mullins, T. (comp.) 2003, *Permafrost and Frozen Ground Bibliography 1978-2003*, Report GD-31, National Snow and Ice Data Center, World Data Center for Glaciology, Boulder. 1.152 p.
- Muñoz, E., 2007. *Los lahares del Popocatepetl: obtención y tratamiento de la información para la prevención de riesgos*, Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 229 p.

- Muñoz-Salinas, E.; Manea, V.C.; Palacios, D.; y Castillo-Rodríguez, M., 2007. Estimation of lahar flow velocity on Popocatepetl volcano (Mexico), *Geomorphology*, 92: 91-99.
- Muñoz-Salinas, E.; Castillo-Rodríguez, M.; Manea, V.; Manea, M.; y Palacios, D., 2009. Lahar flow simulations using LAHARZ program: Application for the Popocatepetl volcano, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182(1-2): 13-22.
- Muñoz-Salinas, E.; Renschler, C.S.; Palacios, D.; y Namikawa, L.M., 2008, Updating channel morphology in digital elevation models: lahar assessment for Tenenepanco-Huiloac Gorge, Popocatepetl volcano, Mexico, *Natural Hazards*, 45: 309-320.
- Murillo, G. (*Dr. Atl*), 1939. La actividad del Popocatepetl, En: *Volcanes de México*, Ed. Polis, Mexico, I, 72 p.
- National Renewable Energy Laboratory, 1997. Global Horizontal Solar Radiation. Serie de mapas de los recursos solar y de viento en México, elaborados por el Programa de Energía Renovables en México (<http://www.re.sandia.gov/sp/in/in-rt.htm>).
- Neall, V.E., 1976. Lahar-Global occurrence and annotated bibliography, Victoria University of Wellington, New Zealand, *Geology Department Publication*, 5, 18 p.
- Neall, V.E.; Cronin, S.J.; Donoghue, S.L.; Hodgson, K.A.; Lecointre, J.A.; Palmer, A.S.; Purves, A.M.; y Stewart, R.B., 2001. *Lahar hazards map for Ruapehu Volcano*. Institute of Natural Resources - Massey University, Soil & Earth Sciences Occasional Publication No. 1.
- Newhall, C. y Self, S., 1982. The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research*. 87 (C2): 1231-1238.
- Newhall, C.G. y Punongbayan, R.S., 1996. *Fire and mud: Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, Quezon City, Philippine Institute of Volcanology and Seismology, and Seattle, University of Washington Press, 1.115 p.
- Nixon, G.T., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere, *Geological Society of America Bulletin*, 93 (6): 514-523.
- Nixon, G.T., 1989. The Geology of Iztaccihualt volcano and adjacent areas of Sierra Nevada and Valley of Mexico. *The Geological Society of American, Special Paper*, 219: 58 p.
- North America Drought Monitor: www.ncdc.noaa.gov
- Ødegård, R.S.; Hoelzle, M.; Johansen, K.V.; y Sollid, J.L., 1996. Permafrost mapping and prospecting in southern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 50: 41-54.
- Oerlemans, J., 2005. Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records, *Science*, 308 (5722): 675 – 677.
- Ordoñez, E., 1894. Nota acerca de los ventisqueros del Iztaccíhuatl. *Memorias de la Sociedad Científica "Antonio Alzate"*, 8: 31-42.
- Ortiz, R., 1995. Modelos matemáticos y riesgo volcánico, *Protección Civil*, 26: 25-31.
- Ostercamp, T.E. y Romanovsky, V.E., 1999. Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10:17-37.
- Palacios, D., 1995. Rockslide processes at the North Slope of Popocatepetl Volcano. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6(4): 345-359.
- Palacios, D., 1996. Recent Geomorphologic evolution of a glaciovolcanic active stratovolcano: Popocatepetl (México). *Geomorphology*, 16: 319-335.
- Palacios, D., 1998. Hazards in relation to present deglaciation in Mexican Stratovolcanoes: Popocatepetl and Cíclaltépetl. En Rosenfeld, C. L. y Kalvoda, J. (eds.). *Geomorphological Hazards in High Mountains areas*. Geojornal Librería, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 177-209 p.

- Palacios, D. y Marcos, J., 1998. Deglaciation of Mexico's stratovolcanoes from 1994-95. *Journal of Glaciology*, 44: 63-67.
- Palacios, D.; Zamorano, J.J.; y Parrilla, G., 1998. Proglacial debris flows in Popocatepetl north face and their relation to 1995 eruption, *Zeitschrift Geomorphologie*, 42 (3): 273-295.
- Palacios, D.; Parrilla, G.; y Zamorano, J.J., 1999, Paraglacial and postglacial debris flows on a Little Ice Age terminal moraine: Jamapa Glacier, Pico de Orizaba (Mexico). *Geomorphology*, 28:95-118
- Palacios, D.; Zamorano, J.J.; y Gómez, A., 2001. The impact of present lahars on the geomorphologic evolution of proglacial gorges: Popocatepetl, Mexico, *Geomorphology*, 37: 15-42.
- Palacios, D.; Zamorano, J.J.; y Andrés, N., 2007, Permafrost distribution in tropical stratovolcanoes: Popocatepetl and Iztaccíhuatl volcanoes (Mexico). *Geophysical Research Abstracts*, 9: 05615.
- Palacios, D.; Andrés, N.; Úbeda, J.; y Alcalá, J., 2009. Permafrost and Periglacial Activity Distribution and Geothermal Anomalies in the Chachani and El Misti Volcanoes (Southern Peru), *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009-8014-2, EGU General Assembly 2009.
- Paquereau, P.; Thouret, J.C.; Wörner, G.; y Fornari, M., 2006. Neogene and Quaternary ignimbrites in the area of Arequipa, Southern Peru: Stratigraphical and petrological correlations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154: 251-275.
- Paredes, T., 1922, La circulación de las aguas en la falda occidental del Ixtaccíhuatl, *Memorias de la Sociedad Científica "Antonio Alzate"*, 40: 1-40.
- Pareschi, M.T.; Cavarra, L.; Favalli, M.; Giannini, F.; y Meriggi, A., 2000. GIS and volcanic risk management. *Natural Hazards*, 21: 361-379.
- Paterson, W.S.B., 1994. *The physics of glaciers*. 3ª edición, Pergamon Press, Oxford. 480 p.
- Pavez, A.; Remy, D.; Bonvalot, S.; Diamant, M.; Gabalda, G.; Froger, J.L.; Julien, P.; Legrand, D.; y Moisset, D., 2006. Insight into ground deformations at Lascar volcano (Chile) from SAR interferometry, photogrammetry and GPS data: Implications on volcano dynamics and future space monitoring, *Remote Sensing of Environment*, 100: 307-320.
- Pérez, L., 1857. Un viaje al Popocatepetl por el Segundo capitán de ingenieros. *Boletín de la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística*. 5: 338-566.
- Pérez, F. 1984. Striated soil in an Andean paramo of Venezuela: its origin and orientation. *Arctic and Alpine Research*, 16(3): 277-289.
- Pérez, F. 1988. The movement of debris on a high Andean talus. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 32: 77-99.
- Pérez, F. 1991. Miniature Sorted Stripes in the Páramo de Piedras Blancas (Venezuelan Andes). En Dixon, J. y Abrahams, A. (eds.): *Periglacial Geomorphology*, J. Wiley, Chichester, 125-157.
- Permafrost Subcommittee, 1988. *Glossary of Permafrost and Related Ground-ice Terms*. Associate Committee on Geotechnical Research, National Research Council of Canada, Ottawa, 156 p.
- Péwé, T.L. (ed.), 1969, *The Periglacial Environment: Past and Present*. Montreal: McGill-Queens University Press. 487 p.
- Péwé, T.L., 1983, Alpine Permafrost in the Contiguous United States: A Review, *Arctic and Alpine Research*, 15 (2): 145-156.

- PHIVOLCS (Philippines Institute of Volcanology and Seismology) 2006. Lahars hazards map for Mayon Volcano, URL: <http://www.phivolcs.dost.gov.ph>
- PHIVOLCS (Philippines Institute of Volcanology and Seismology) 2007. *Hazards maps for Bulusan*, URL: <http://www.phivolcs.dost.gov.ph>
- Pierson, T.C., 1985. Initiation and flow behaviour of the 1980 Pine Creek and Muddy River lahars, Mount St. Helens, Washington. *Geological Society of American Bulletin*, 96: 1056-1069.
- Pierson, T.C., 1986. Flow behaviour of channelized debris flow, Mount St. Helens, Washington. En: Abrahams, A.D. (ed.), *Hillslope Processes*. Allen and Unwin, Boston, 269-296.
- Pierson, T.C., 1989. Hazardous hydrologic consequences of volcanic eruptions and goals for mitigative action: an overview. En: Starosolsky, O. y Melder, O. M. (eds.), *Hydrology of disasters*, Proceedings of the Technical Conference in Geneva, WMO. James & James, London, pp. 220-236.
- Pierson, T.C., 1998. An empirical method for estimating travel times for wet volcanic mass flows. *Bulletin of Volcanology*. 60: 98-109.
- Pierson, T.C. y Costa, J. E., 1987. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows, En: Costa, J.E. y Wieczorek, G.E. (eds.), *Debris flows/Avalanches: Process, recognition, and mitigation*. Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, vol. VII: 1-12.
- Pierson, T.C.; Daag, A.S.; Reyes, P.J.; Regalado, M.T.M.; Solidum, R.U.; y Tubianosa, B.S., 1996. Flow and Deposition of Hot lahars on the East Side of Mt. Pinatubo, July-October 1991. En: Newhall, C.G. y Punongbayan, R.S.(eds), *Fire and Mud, Eruptions and Lahars of Mt. Pinatubo, Philippines*. University of Washington Press, 921-950.
- Pierson, T.C. y Janda, R.J., 1994. Volcanic mixed avalanches: A distinct eruption-triggered mass-flow process at snow-clad volcanoes. *Geological Society of American Bulletin*, 106: 1351-1358.
- Pierson, T.C.; Janda, R.J.; Thouret, J.C.; y Borrero, C.A., 1990. Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow, and deposition of Lahar. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41: 17-66.
- Pierson, T.C.; Janda, R.J.; Umbal, J.V.; y Daag, A.S., 1992. Immediate and long-term hazards from lahars and excess sedimentation in rivers draining Mt. Pinatubo, Philippines: U.S. *Geological Survey Water Resources Investigations*, 92-4039, 35 p.
- Pierson, T.C. y Scott, K.M., 1985. Downstream Dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow, *Water Resources Research*, 21 (10): 1511-1524.
- Price L.W., 1981, *Mountains and man: a study of process and environment*, University of California Press, 506 p.
- Prister, Augusto, 1927, Notas preliminares sobre vestigios glaciales en el Estado de Hidalgo y en el Valle de México, *Memorias de la Sociedad Científica "Antonio Alzate"*, 48: 1-13.
- Procter, J.; Cronin, S.; Sheridan, M.; y Patra, A., 2004. Application of titan2D mass-flow modelling to assessing hazards from a potential lake-breakout lahar at Ruapehu volcano, New Zealand. *Abstract S11a_pt_031 in Proceedings IAVCEI General Assembly*, Pucon, Chile.
- Procter, J.N.; Platz, T.; y Cronin, S.J., 2006. A remnant summit lava dome and its influence on future eruptive hazards, *Geophysical Research Abstracts*, 8: 10211.
- Punongbayan, R.S.; Newhall, C.G.; y Hoblitt, R.P., 1996. Photographic Record of Rapid Geomorphic Change at Mount Pinatubo, 1991-1994. En: Newhall, C.G. y Punongbayan, R.S. (eds) *Fire and Mud – Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, University of Washington Press, 21-66.

- Ramsey, M.S.; Dehn, J.; Adleman, J.N.; Larsen, J.F.; McGimsey, R.G.; Neal, C.A.; y Wessels, R.L., 2003. Deciphering Silicic Dome Emplacement Processes in the North Pacific: Quantitative Analyses of High Resolution Satellite and Field-Based Data, *Eos Trans. AGU*, 84(46), Fall Meet. Suppl., Abstract V51F-0346.
- Ranzi, R.; Grossi, G.; iacovelli, L.; y Taschner, S., 2004. Use of multispectral ASTER images for zapping debris-covered glaciers within the GLIMS project. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*, vol. 2, 1144-1147.
- Raup, B.H.; Kääb, A.; Kargel, J.S.; Bishop, M.P.; Hamilton, G.; Lee, E.; Paul, F.; Rau, F.; Soltesz, D.; Khalsa, S.J.S.; Beedle, M.; y Helm, C., 2007. Remote Sensing and GIS technology in the Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) Project. *Computers and Geosciences*, 33: 104–125.
- Reinwarth, O. y Stäblein, G., 1972. *Die Kryosphäre - das Eis der Erde und seine Untersuchung*. Würzburger Geographische Arbeiten, 36: 71 p.
- Renschler, C.S., 2005. Scales and uncertainties in using models and GIS for volcano hazard prediction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 139: 73– 87.
- Reynolds, J.M., 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Wiley: Chichester. 806 p.
- Rice, R.J., 1988, *Fundamentals of geomorphology*, Longman, London, 420 p.
- Richter, R., 1998. *Value adding products derived from the ATCOR models*. Unpublished internal report at DLR, German Aerospace Center, Institute for Optoelectronics, Wessling, Germany.
- Riseborough, D.; Shiklomanov, N.; Etzelmüller, B.; y Marchenko, S., 2008. Recent advances in permafrost modelling, *Permafrost and Periglacial Processes* 19:137-156.
- Rivera, A., 1993. Increased fumarolic activity in January; crater description, *Bulletin of the Global Volcanism Network*, 18 (6). Report of Global Volcanism Program, Smithsonian. <http://www.volcano.si.edu/>
- Robles Ramos, R., 1944, Algunas ideas sobre la glaciología y morfología del Iztaccíhuatl. *Revista Geográfica del Instituto Panamericano de Geografía e Historia*, 4: 65–75.
- Rodolfo, K.S., 1989. Origin and Early Evolution of Lahar Channel at Mabinit, Mayon Volcano, Philippines. *Geological Society of America Bulletin*, 101:414-426.
- Rodolfo, K.S. y Arguden, A.T., 1991. Rain-lahar generation and sediment-delivery systems at Mayon Volcano, Philippines, En Fisher, R.V. y Smith, G.A. (eds.) *Sedimentation in Volcanic Settings*: Tulsa, Oklahoma, SEPM Special Publication 45, 71–87.
- Rodolfo, K.S.; Arguden, A.T.; Solidum, R.U.; y Umbal, J.V., 1989. Anatomy and behaviour of a post-eruptive rain lahar triggered by a typhoon on Mayon Volcano, Philippines. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 40(1): 55-66.
- Robin, C y Boudal, C., 1987. A Gigantic Bezymianny-Type Event at the began of modern volcan Popocatepetl, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31: 115-130.
- Rodolfo, K.S., 1989. Origin and early evolution of lahar channel at Manibit, Mayon volcano, Philippines. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 414-426
- Rodolfo, K.S. y Arguden, A.T., 1991. Rain-lahar generation and sediment-delivery systems at Mayon Volcano, Philippines. *Sedimentation in Volcanic Settings: SEPM Special Publication*, 45, 71–87.
- Rojas, G., (1577, editado 1985): Relación de Cholula. En: Acuña, R. (ed.) *Relaciones Geográficas del S. XVI: Tlaxcala*. UNAM, México, pp: 135-136

- Rott, H., 1994. Thematic studies in alpine areas by means of polarimetric SAR and optical imagery. *Advances in Space Research*, 14: 217–226.
- SAC (Scientific Advisory Committee on Montserrat Volcanic Activity), 2007. *Assessment of the hazards and risks associated with the Soufriere Hills volcano, Montserrat*, Eighth Report, 38 p.
- Salisbury, J.W.; D'aria, D.M.; y Wald, A., 1994. Measurements of thermal infrared spectral reflectance of frost, snow, and ice. *Journal of Geophysical Research*, 99(B12): 24237–24240.
- Sanjosé, J.J.; Martínez, E.; y López, M. 2004. *Topografía para estudios de grado*, Sección Geodesia y Topografía nº 10, Bellisco, 413 p.
- Schöner, W.; Auer, I.; y Böhm, R., 2000. Climate variability and glacier reaction in the Austrian eastern Alps. *Annals of Glaciology*, 31 (1): 31–38.
- Schilling, S.P., 1998. LAHARZ; GIS programs for automated mapping of lahar inundation hazard zones, *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 98-638.
- Schilling, S.P.; Ramsey, D.W.; Messerich, J.A.; y Thompson, R.A., 2006. *Map: Rebuilding Mount St. Helens*. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 2928.
- Schmincke, H.U., 2004. *Volcanism*. Springer-Verlag, Berlin, 324 p.
- Schneider, D.; Delgado, H.; Huggel, C.; y Kääh, A., 2008. Assessing lahars from ice-capped volcanoes using ASTER satellite data, the SRTM DTM and two different flow models: case study on Iztaccíhuatl (Central Mexico). *Natural Hazards and Earth Systems Sciences*, 8 (3): 559–571.
- Schubert, C. 1975. Glaciation and periglacial morphology in the northwestern Venezuelan Andes. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 26, 196–211.
- Scott, K.M., 1988. *Origins, behavior, and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz system*. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1447-A, 1–74.
- Scott, K.M.; Janda, R.J.; Cruz, E.G.; Gabinete, E.; Eto, I.; Isada, M.; Sexton, M.; y Hadley, K., 1996. Channel and sedimentation responses to large volumes of 1991 volcanic deposits on the east flank of Mount Pinatubo, En: Newhall, C.G. y Punongbayan, R.S. (eds.), *Fire and mud: Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. Quezon City, Philippine Institute of Volcanology and Seismology, and Seattle, University of Washington Press, 971–988 p.
- Scott, K. M.; Vallance, J.W.; Kerle, N.; Macías, J.L.; Strauch, W.; y Devoli, G., 2005. Catastrophic precipitation-triggered lahar at Casita volcano, Nicaragua: occurrence, bulking and transformation, *Earth Surface Processes and Landforms*, 30: 59–79.
- Scribner, J.B., 1929. The mudstreams (lahars) of Gunung Keloet in Java. *Geological Magazine*. 66: 433–434.
- Sébrier, M., y Soler, P., 1991. Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the present. *Bulletin Geological Society of America*, Special Paper 265: 259–277.
- Segerstrom, K., 1950. Erosion studies at Parícutín, State of Michoacán, Mexico: U.S. *Geological Survey Bulletin*, 965-A, 64 p.
- Segerstrom, K., 1960. Erosion and related phenomena at Parícutín in 1957, U.S. *Geological Survey Bulletin*, 1104-A, 18 p.
- Segerstrom, K., 1966. Parícutín, 1965—Aftermath of eruption, U.S. *Geological Survey Professional Paper*, 550-C: 93–101.

- Selby, M.J., 1985, *Earth's changing surface: an introduction to geomorphology*, Clarendon Press, Oxford, 607 p.
- SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología), 2003, Atlas de Energía Solar del Perú, 15 pp (http://dger.minem.gob.pe/fotos/File/ERenov/Atlas_ES/2%20Atlas_Mensual.pdf).
- SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología), *Normales climatológicas 1949-1998 para la estación de Arequipa*, (<http://www.senamhi.gob.pe/>).
- Serrano, E.; Agudo, C.; Delaloyé, R.; y González-Trueba, J.J., 2001. Permafrost distribution in the Posets massif, Central Pyrenees. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 55:4, 245-252
- Serrano, E.; Giner, J.; Gumiel, P.Y.; y López-Martínez, J., 2002, Permafrost en las islas Shetland (Antártica marítima). Distribución y dinámica actual. En: Serrano, E. y García de Celis, A. (eds) *Periglaciario en montaña y altas latitudes*, IPA-España Dpto. Geografía Universidad de Valladolid. Valladolid, 277-296 p.
- Servicio Meteorológico Nacional de México (SMNM), *Normales climatológicas 1971-2000*, Comisión Nacional del Agua. <http://smn.cna.gob.mx/>
- Shengbo, C., 2004. Permafrost classification on the Tibet Plateau based on surface emissivity retrieval from Terra-MODIS data. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*, vol. 4, 2699-2702.
- Sheridan, M.F.; Hubbard, B.; Bursik, M.I.; Abrams, M.; Siebe, C.; Macías, J.L.; Delgado, H., 2001. Gauging short-term volcanic hazards at Popocatepetl. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 82, 187-188.
- Sheridan, M., F.; Siebe, C.; Bonnard, C.; Strauch, W.; Navarro, M.; Cruz-Calero, J.; y Buitrago-Trujillo, N., 1998. Report on the October 30, 1998 avalanche and breakout flow of Casita Volcano, Nicaragua, triggered by Hurricane Mitch, Smithsonian Institution, *Bulletin of the Global Volcanism Network*, 23:10.
- Shimokawa, E.; Jitousono, T.; Yazawa, A.; y Kawagoe, R., 1989. An effect of tephra cover on erosion processes of hillslopes in and around Sakurajima Volcano, En: *International Symposium on Erosion and Volcanic Debris Flow Technology*: Yogyakarta, Indonesia, Ministry of Public Works, V32-1-V32-21.
- Shimokawa, E. y Taniguchi, Y., 1983. Sediment yield from hillside slope of active volcanoes, En *Symposium on erosion control in volcanic areas*: Seattle and Vancouver, Washington: Tsukuba, Japan, Sabo Division, Erosion Control Department, 155-181.
- Siebe, C.; Abrams, M y Macías, J.L., 1995. Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual como del volcán Popocatepetl, *Volcán Popocatepetl estudios realizados durante la crisis de 1994-1995*. México, D.F, México. Comité Científico Asesor CENAPRED – UNAM, 195-220 p.
- Siebe, C.; Abrams, M.; Macías, J.L.; Obenholzner, J., 1996. Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: Past key to the future? *Geology*, 24: 399-402.
- Siebert L, Simkin T (2002-). *Volcanoes of the World: an Illustrated Catalog of Holocene Volcanoes and their Eruptions*. Smithsonian Institution, Global Volcanism Program Digital Information Series, GVP-3, (<http://www.volcano.si.edu/world/>).
- Simon, A., 1999. Channel and drainage-basin response of the Toutle River system in the aftermath of the 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington, U.S. *Geological Survey Open-File Report*, 96-633, 130 p.
- Sisson, T.W.; Vallance, J.W.; y Pringle, P.T., 2001, Progress made in understanding Mount Rainier's hazards: *Eos Transactions American Geophysical Union*, 82:118-120.

- Smith, G.A., 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional processes, *Geological Society of America Bulletin*, 97: 1-10.
- Smith, G.A. y Fritz, W.J., 1989. Volcanic Influences on Terrestrial Sedimentation. *Geology*, 17: 375-376.
- Smith, G.A. y Lowe, D.R., 1991. Lahars: Volcano-Hydrologic Events and Deposition in the Debris Flow-Hyperconcentrated Flow Continuum. *Sedimentation in Volcanic Settings: SEPM Special Publication*, 45: 59-69.
- Smith, L.C.; Sheng, Y.; MacDonald, G.M.; y Hinzman, L.D., 2005. Disappearing Arctic lakes. *Science*, 308(5727): 1429-1429.
- Smith, M.W. y Riseborough, D.W., 1996, Permafrost monitoring and detection of climatic change. *Permafrost and Periglacial Processes* 7: 301-309.
- Smith, M.W. y Riseborough, D.W., 2002, Climate and the limits of permafrost: A zonal analysis. *Permafrost and Periglacial Processes* 13: 1-15.
- Sollid, J.L.; Holmlund, P.; Isaksen, K. y Harris, C., 2000. Deep permafrost boreholes in western Svalbard, northern Sweden and southern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 54(4): 186-191.
- Sone, T.; Yamagata, K.; y Kazakov, N., 2003, Mountain permafrost on the north slope of Mt. Ushkovsky, central Kamchatka, Russia. *Zeitschrift für Geomorphologie*. N.F. 130: 167–177.
- Squyres, S.W.; Arvidson, R.E.; Bell, J.F. III; Brückner, J.; Cabrol, N.A.; Calvin, W.; Carr, M.H.; Christensen, P.R.; Clark, B.C.; Crumpler, L.; Des Marais, D.J.; d’Uston, C.; Economou, T.; Farmer, J.; Farrand, W.; Folkner, W.; Golombek, M.; Gorevan, S.; Grant, J.A.; Greeley, R.; Grotzinger, J.; Haskin, L.; Herkenhoff, K.E.; Hviid, S.; Johnson, J.; Klingelhöfer, G.; Knoll, A.H.; Landis, G.; Lemmon, M.; Li, R.; Madsen, M.B.; Malin, M.C.; McLennan, S.M.; McSween, H.Y.; Ming, D.W.; Moersch, J.; Morris, R.V.; Parker, T.; Rice, J.W.; Richter, L.; Rieder, R.; Sims, M.; Smith, M.; Smith, P.; Soderblom, L.A.; Sullivan, R.; Wänke, H.; Wdowiak, T.; Wolff, M.; y Yen, A., 2004, The Opportunity Rover’s Athena science investigation at Meridiani Planum, Mars. *Science*, 306: 1698–1703.
- Stevens, N.F.; Manville, V.; y Heron, D.W., 2003. The sensitivity of a volcanic flow model to digital elevation model accuracy: experiments with digitized map contours and interferometric SAR at Ruapehu and Taranaki volcanoes, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 119: 89-105.
- Sudradjat, A. y Tilling, R.I., 1984. Volcanic hazards in Indonesia: the 1982-1983 eruption of Galunggung, *Episode*, 7(2): 13-19.
- Summerfield, M.A., 1991, *Global Geomorphology: an introduction to the study of landforms*, Longman, Londres, 537 p
- Suni, J., 1999. *Estudio geológico y vulcanológico del volcán El Misti y sus alrededores*, Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, Perú, 169 p.
- Tanarro, L. M.; Hoelzle, M.; García, A.; Ramos, M.; Gruber, S.; Gómez, A.; Piquer, M.; y Palacios, D., 2001. Permafrost distribution modelling in the mountains of the Mediterranean: Corral del Veleta, Sierra Nevada, Spain. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 55: 253-260.
- Tanarro, L. M.; Zamorano, J.J.; y Palacios, D., 2005. Glacier degradation and lahar formation on the Popocatepetl volcano (Mexico) during the last eruptive period (1994-2003), *Zeitschrift Geomorphologie*, 140: 73-92.
- Thompson, L.G.; Mosley-Thompson, E.; Davis, M.; Lin, P.N.; Yao, T.; Dyurgerov, M.; y Dai, J., 1993. "Recent warming": ice core evidence from tropical ice cores with emphasis on Central Asia. *Global and Planetary Change*, 7: 145-156.

- Thorn, C.E., 1992. Periglacial Geomorphology: What, Where, When? En: Dixon, J.C. y Abrahams, A.D. (eds.) *Periglacial Geomorphology*, John Wiley, 1-30 p.
- Thouret, J.C., 1999. Assessment of volcanic hazards in the area of Arequipa city based on the eruptive history of the Misti volcano, southern Perú, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 114: 89-112.
- Thouret, J. C.; Abdurachman, K. E. y Bourdier, J. L. 1998. Origin, characteristics, and behaviour of lahars following the 1990 eruption of Kelud volcano, eastern Java (Indonesia). *Bulletin of Volcanology*. 59, p. 460-480.
- Thouret, J.C.; Finizola, A.; Fornary, M., Suni, J.; y Frechen, M., 2001. Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 113 (12): 1593-1610.
- Thouret, J.C. y Lavigne, F., 2000. Lahars: occurrence, deposits and behaviour of volcano-hydrologic flows, En: Leyrit, H. y Montenat, C. (eds.) *Volcaniclastic rocks from magmas to sediments*, Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam, 151-174 p.
- Thouret, J.C.; Lavigne, F.; Kelfoun, K.; y Bronto, S., 2000. Toward a revised hazard assessment at Merapi volcano, Central Java. *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, 100: 479-502.
- Topinka, L., 1992. Basic Photography at Mount St. Helens and Other Cascades Volcanoes: En: Ewert y Swanson, (eds.), *Monitoring Volcanoes: Techniques and Strategies Used by the Staff of the Cascades Volcano Observatory, 1980-1990*, USGS Bulletin, 1966: 195-217.
- Tort, A. y Finizola, A., 2005. The buried caldera of Misti volcano, Peru, revealed by combining a self-potential survey with elliptic Fourier function analysis of topography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141: 283- 297.
- Trabant, D.C.; Waitt, R.B.; y Major, J.J., 1994, Disruption of Drift glacier and origen of floods during the 1989-1990 eruptions of Redoubt Volcano, Alaska, *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, 62: 369-385.
- Troll, C., 1944. Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate de Erde. *Geologische Rundschau*, 34: 545-694. (Traducción al ingles, 1958, Structure soils, solufuction and frost climate of the Earth. Translation 43, United States Army Snow Ice and Permafrost Research Establishment, Corps of Engineers, Willamette, Illinois, 121 pp).
- Troll, C., 1959, Die tropischen Gebirge, ihre dreidimensionale klimatische und pflanzengeographische Zonierung. *Bonner geographische Abhandlungen*, 25, 93 pp.
- Tuñgol, N.M., 2002. *Lahar initiation and sediment yield in the Pasig-Potrero River basin, Mount Pinatubo, Philippines*, Ph.D. thesis, Canterbury, New Zealand, University of Canterbury, 172 p.
- Tuñgol, N.M. y Regalado, T.S., 1997. Rainfall, Acoustic Flow Monitor records and observed lahars of the Sacobia river in 1992, En: Newhall, C.G. y Punongbayan, R.S. (eds.), *Fire and mud: Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*: Quezon City, Philippine Institute of Volcanology and Seismology, and Seattle, University of Washington Press, 1023-1032 p.
- Úbeda, J., 2007. *Caracterización geomorfológica del sector septentrional de la Zona Volcánica Central (NZVC) de la Cordillera de los Andes*. Trabajo de Investigación para la obtención del DEA (sin publicar), Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física, Universidad Complutense de Madrid, 312 p.
- Úbeda, J.; Alcalá, J.; y Palacios, D., 2006. Máximo avance glaciar y fases de deglaciación del complejo volcánico Nevado Coropuna (Arequipa-Perú): estado actual de la investigación (ponencia), En: S.G.D. Perú (Editor), *XIII Congreso Peruano de Geología*, Lima (Perú).

- Úbeda, J.; Alcalá, J.; Thouret, J.C.; y Palacios, D., 2005. Deglaciation phases and derived geomorphologic processes on Coropuna stratovolcano (Southern Perú), *6th International Symposium on Andean Geodynamics*, Barcelona (España).
- Ulusoy, I.; Cubukcu, E.; Aydar, E.; Labazuy, P.; Gourgaud, A.; y Vincent, P.M., 2004. Volcanic and deformation history of the Bodrum resurgent caldera system (southwestern Turkey) *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136: 71-96.
- Umbal, J.V., 1997. Five years of lahars at Pinatubo volcano: Declining but still potentially lethal hazards: *Journal of the Geological Society of the Philippines*, 52, 1: 1–19.
- Valdés, C.; Cruz, S.; Quaas, R.; Guevara, E.; Martínez, A. y Castellan, G., 2003. *Resumen de la actividad del volcán Popocatepetl, diciembre 1994 a mayo de 2001*. CENAPRED, <http://www.cenapred.unam.mx/es/Instrumentacion/InstVolcanica/MVolcan/Resumen/>
- Vallance, J. W., 2000. Lahars, En: Sigurdsson, H. (ed.) *Encyclopedia of Volcanoes*, Academia Press, 601-616.
- van Bemmelen, R.W., 1949, *The Geology of Indonesia*. Government Printing Office, The Hague, Vol. IA, 732 p.
- van Everdingen, R.O., 1985, Unfrozen permafrost and other taliks, En: Brown, J.; Metz, M.C.; y Hoekstra, P. (eds.) *Proc. Workshop on Permafrost Geophysics*, U.S. Army, C.R.R.E.L., Special Rept. 85-5, 101-105.
- van Everdingen, R.O. (comp. y ed.), 1998 (revisado, 2005), *Multi-Language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms*, Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology. <http://nsidc.org/fgdc/glossary/>
- van Kreveland, M., 2000. Digital elevation models and TIN algorithms. En: van Kreveland, M.; Nievergelt, J.; Roos, T.; y Widmayer, P. (eds.). *Algorithmic Foundations of Geographic Information Systems*, Springer Berlin, 37-78.
- van Westen, C.J., 1997. Modelling erosion from pyroclastic flow deposits on Mount Pinatubo, En van Westen, C.J.; Saldaña, A.; Uría, P.; y Chávez, G., *ILWIS Applications Guide*, 53-72.
- van Westen, C.J. y Daag, A., 2005. Analysing the relation between rainfall characteristics and lahar activity at Mount Pinatubo, Philippines, *Earth Surface Processes and Landforms*, 30: 1663–1674.
- Vatin-Perignon, N.; Poupeau, G.; Oliver, R.; Lavenue, A.; Labrin, E.; Keller, F.; y Bellot-Gurlet, L., 1996. Trace and rare-earth element characteristics of acidic tuff from Southern Peru and Northern Bolivia and a fission-track age for the Sillar of Arequipa. *Journal of South American Earth Sciences*, 9 (1-2): 91-109.
- Vázquez-Solem, L., 1989, *Geomorfología glacial y periglacial en el volcán Teyotl*. Tesis de la UNAM, Colegio de Geografía, México D.F., 155 p.
- Vázquez-Solem, L., 1997. Late Quaternary glaciations of Teyotl volcano, central México. *Quaternary International*, 14/44: 67-73.
- Vázquez-Solem, L., 2000. *Glacial Chronology of Iztaccihuatl Volcano, Central Mexico. A Record of Environmental Change on the Border of the Tropics*. Ph.D. Thesis, Arizona State University, 257 p.
- Vázquez-Solem, L. y Heine, K., 2004. Late Quaternary glaciation in México. En: Rehlers, J. y Gibbard, P.L. (eds.) *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part III: South America, Asia, Australia, Antarctica*. Elsevier, Ámsterdam, 233-242 p.
- Vieira, G.; López-Martínez, J.; Serrano, E.; Ramos, M.; Gruber, S.; Hauck, C.; y Blanco, J.J., 2008, Climate change and permafrost degradation. Field observations from Deception and Livingston islands, maritime Antarctic. En: Kane, L.K. y Hinkel, K.M. (eds) *Proceedings*

- 9th International Conference on Permafrost, Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, 1839–1844 p.
- Vignaux, M. y Weir, G. J., 1990. A general model for Mt Ruapehu lahar. *Bulletin of volcanology*, 52: 381-390.
- Villalba, R., 1994. Tree-ring and glacial evidence for the Medieval Warm Epoch and the Little Ice Age in southern South America. *Climatic Change* 26: 183–197.
- Villalpando, O.K., 1968, *Algunos aspectos ecológicos del volcán Nevado de Toluca*. Tesis de Licenciatura, Departamento de Biología, Facultad de Ciencias UNAM. 36 p.
- vonder Mühl, D., Hauck, C.; Gubler, H.; McDonald, R.; y Russill, N., 2001. New geophysical methods of investigating the nature and distribution of mountain permafrost with special reference to radiometry techniques. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1): 27-38.
- vonder Mühl, D. y Klingele, E., 1994. Gravimetrical investigation of ice-rich permafrost within the rock glacier Murtèl-Corvatsch. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5: 13–24.
- vonder Mühl, D.; Stucki, T.; y Haeberli, W., 1998. Borehole temperatures in alpine permafrost: a ten year series. *Proc. 7th Int. Conf. Permafrost*, Yellowknife, Canada: 1089-1095.
- Von Mentz, B.M., 1980. *México visto por los Alemanes*. UNAM, Mexico, 482 pp.
- Wadge, G.; Macfarlane, D.G.; Robertson, D.A.; Hale, A.J.; Pinkerton, H.R.; Burrell, V.; Norton, G.E.; y James, M.R., 2005. AVTIS: A novel millimetre-wave ground based instrument for volcano remote sensing, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146 (4): 307-318.
- Wagner, S. 1996. DC resistivity and seismic refraction sounding on rock glacier permafrost in north-west Svalbard. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 50: 25-36.
- Wagnon, P.W.; Ribstein, P.; Francou, B.; y Pouyaud, B., 1999. Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Geophysical Research*. 104D4, 3907-3923.
- Waitt, R.B.; Pierson, T.C.; MacLeod, N.S.; Janda, R.J.; Voigt, B.; y Holcomb, R.T., 1983. Eruption-Triggered Avalanche, Flood, and Lahar at Mount St. Helens -- Effects of Winter Snowpack, *Science*, 221 (4618): 1394-1397.
- Waitz, P., 1921. Popocatepetl again in activity. *American Journal Sciences*, 1: 81-85.
- Waldron, H.H., 1967. Debris flow and erosion control problems caused by the ash eruptions of Irazu Volcano, Costa Rica, U.S. *Geological Survey Bulletin*, 1241(1): 1-37.
- Washburn, A.L., 1980, *Geocryology: A Survey of Periglacial Processes and Environments*, John Wiley, New York, 406 p.
- Watts, R.B.; Herd, R.A.; Sparks, R. S. J.; y Young, S.R., 2002. Growth patterns and emplacement of the andesitic lava dome at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, *Geological Society, London, Memoirs*; 21: 115-152.
- Waythomas, F., 2001, Formation and Failure of Volcanic Debris Dams in the Chakachamna River Valley Associated with Eruptions of the Spurr Volcanic Complex, Alaska. *Geomorphology*, 39: 111–129.
- Waythomas, C.F.; Walder, J.S.; McGimsey, R.G.; y Neal, C.A., 1996. A Catastrophic Flood Caused by Drainage of a Caldera Lake at Aniakchak Volcano, Alaska, and Implications for Volcanic Hazards Assessment. *Geological Society of America Bulletin*, 108: 861-871.
- Weir, G. J., 1982. Kinematic Wave Theory for Ruapehu Lahars. New Zealand. *Journal of science*, 25: 197-203.
- Weitzberg, F., 1923. El ventisquero del Popocatepetl. *Memorias de la Sociedad Científica "Antonio Alzate"*, 41(2-3): 67-90.

- Welch, R. y Howarth, P.J., 1968. Photogrammetric measurements of glacial landforms, *The Photogrammetric Record*, 6 (31): 75 – 96.
- Welch, R. y Jordan, T. R., 1996. Using scanned air photographs. En: Morain, S. y Baros, S.L. (eds), *Raster Imagery in geographic Information Systems*, Onward Press, 55-69.
- WGMS, 1998. *Fluctuations of glaciers 1990–1995*, W. Haeberli, M. Hoelzle, S. Suter y R. Frauenfelder (Eds.), IAHS (ICSIG) – UNEP – UNESCO, Vol VII, 312 p.
- WGMS, 2005. *Fluctuations of glaciers 1995–2000*, W. Haeberli, M. Zemp, R. Frauenfelder, M. Hoelzle y A. Kääb (Eds.), IAHS (ICSIG) – UNEP – UNESCO, Vol VIII, 307 p.
- WGMS, 2008. *Global Glacier Changes: facts and figures*. Zemp, M.; Roer, I.; Kääb, A.; Hoelzle, M.; Paul, F.; y Haeberli, W. (eds.), UNEP, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland: 88 pp.
- White, S.E., 1951. *Geologic investigation of the late Pleistocene history of the volcano Popocatepetl, Mexico*. Syracuse University, PhD thesis. 151 p.
- White, S.E., 1954. The fire field on the Volcano Popocatepetl, Mexico. *Journal of Glaciology*, 2(16): 389-393.
- White, S.E., 1956. Probable substages of glaciation on Iztaccíhuatl, Mexico. *Journal of Geology*, 64 (3): 289–295.
- White, S.E., 1962. Late Pleistocene glacial sequence for the west side of Iztaccíhuatl, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 73: 935-958.
- White, S.E., 1981. Neoglacial to recent glacial fluctuations on the volcano Popocatepetl, Mexico. *Journal of Glaciology* 27 (96): 356-363.
- White, S.E., 1987. Quaternary Glacial Stratigraphy and Chronology of Mexico. *Quaternary Science Reviews*, 5(1-4): 201-206.
- Whitehouse, H.R., 1890. Ascent of Iztaccíhuatl. *Alpine Journal*, 15 (110): 268–271.
- Whitworth, M.C.Z.; Giles, D.P.; y Murphy, W., 2005. Airborne remote sensing for landslide hazard assessment: a case study of the Jurassic escarpment slopes of Worcestershire, UK. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 38: 285-300.
- Williams, P.J., 1961, Climatic factors controlling the distribution of certain frozen ground phenomena, *Geografiska Annaler*, 43: 339-347.
- Williams, P.J. y Smith, M.W., 1989. *The Frozen Earth, Fundamentals of Geocryology*, Cambridge University Press, 306 p.
- Williams, R.; Stinton, A. J.; y Sheridan, M. F., 2005. The 2005 Vazcun Valley Lahar: Evaluation of the TITAN2D Two-Phase Flow Model Using an Actual Event. *American Geophysical Union*, Fall Meeting 2005, abstract #V42B-05.
- Williams, R., 2006. *Modeling lahars using TITAN2D for the southern drainage of volcán Cotopaxi: impact on the city of Latacunga*, Thesis Master of Sciences, Faculty of the Graduate School of the State University of New York at Buffalo, 75 pp.
- Woodcock, A.H., 1974, Permafrost and climatology of a Hawaii volcano crater. *Arctic Alpine Research*, 6: 49–62.
- Wright, R.; Cruz-Reyna, S. de la; Harris, A.; Flynn, L.; y Gomez-Palacios, J.J., 2002. Infrared satellite monitoring at Popocatepetl: Explosions, exhalations, and cycles of dome growth, *Journal of Geophysical Research*, 107(B8), 2153. doi:10.1029/2000JB000125.
- Yamamoto, H., 1984. Erosion of the 1977–1978 tephra layers on a slope of Usu Volcano, Hokkaido: *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 5, 2: 111–124.

- Yamashita, K.Y. y Kaisier, W.P., 1992. Using First-Order Class II Geodetic Leveling Procedures to Monitor Vertical Displacement. En: Ewert y Swanson (eds.) *Monitoring volcanoes: Techniques and strategies used by the staff of the Cascades Volcano Observatory, 1980-1990: USGS Bulletin*, 1966: 135-141.
- Yoshikawa, K. y Hinzman, L.D., 2003. Shrinking thermokarst ponds and groundwater dynamics in discontinuous permafrost near Council, Alaska, *Permafrost and Periglacial Processes*, 14(2): 151-160.
- Zamorano, J.J. y Gómez, A., 1996. Cartografía geomorfológica a detalle (1:10.000) del cráter del volcán Popocatepetl (Periodo 1989-1996). *IV Reunión Nacional de Geomorfología*. UNAM, México, pp. 66.
- Zamorano, J.J.; Gómez, A.; y Martín, A.L., 1998. Cartografía geomorfológica del cráter del volcán Popocatepetl (escala 1:10.000); mayo 1989- abril 1998. *Primera reunión Nacional de Ciencias de la Tierra*. UNAM, México, pp. 24.
- Zamorano, J.J.; Palacios, D.; Franco O.; y Alvarado, R., 2003. Geomorphic cartography of Popocatepetl volcano, Mexico. *I. A. G. Regional Conference*, UNAM, México, pp. 27.
- Zemp, M.; Frauenfelder, R.; Haeberli, W.; y Hoelzle, M., 2005. Worldwide glacier mass balance measurements: general trends and first results of the extraordinary year 2003 in Central Europe. *Data of Glaciological Studies* [Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy], 99: 3–12.
- Zemp, M.; Paul, F.; Hoelzle, M.; y Haeberli, W., 2007. Glacier fluctuations in the European Alps 1850–2000: an overview and spatio-temporal analysis of available data. En, Orlove, B.; Wiegandt, E.; y Luckman, B. (eds.): *The darkening peaks: Glacial retreat in scientific and social context*. University of California Press, 152–167.

Índice de figuras

Figura 1.1. A. Localización de los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl en el Cinturón Volcánico Transmexicano. El vulcanismo del CVTM se debe a la subducción de la placa de Cocos bajo la placa Norteamericana, a lo largo de la Fosa Mesoamericana (Modificado de Morán-Zenteno et al., 1999). B. En la imagen del satélite Landsat (2003) se observa la alineación de algunas sierras del CVTM y la localización de las ciudades más pobladas (NT: Nevado de Toluca, TL: Tláloc, TE: Telapón, IZ:Iztaccíhuatl, PO: Popocatepetl, M: Malinche, OR: Pico de Orizaba, CP: Cofre de Perote, T: Toluca, CM: Ciudad de México, P: Puebla, V: Veracruz). C. Imagen SPOT (2004) del complejo volcánico Popo-Izta, donde se señalan las cumbres y las poblaciones cercanas.....	11
Figura 1.2.A. Vista de la cara norte del cono superior del Popocatepetl desde la estación de Tlamacas. B. Dorsal volcánica del Iztaccíhuatl vista desde el suroeste. Fotografía realizada desde la base del Pico del Fraile.....	12
Figura 1.3.A. Localización de la Zona Volcánica de los Andes Centrales en América del Sur. B. La actividad volcánica de la ZVAC se relaciona con la subducción de la la placa de Nazca bajo la placa de Sudamérica. C. En la imagen Landsat se aprecia la cercanía del complejo Misti-Chachani a la ciudad de Arequipa, la segunda más poblada de Perú.....	15
Figura 1.4. Esquema geomorfológico del sur del Perú y de la franja volcánica Plio-Cuaternaria (Modificado de Laharie y Derruau, 1974 y Thouret, 1999).....	15
Figura 1.5.A. Vista de la ladera noroccidental del volcán Misti, donde presenta dos pronunciados escarpes que encauzan dos quebradas hasta el río Chili. El cañón del Chili separa al Misti de la ladera sureste del Chachani, desde donde está realizada la fotografía (Fotografía: J. Úbeda, 2008). B. Cráteres concéntricos abiertos hacia el este en la cima del Misti. El mayor se formó probablemente durante la erupción sub-plineana de hace 2.300-2.050 años AP, mientras que el cráter interior es de época histórica. (Fotografía: Google Earth).....	17
Figura 1.6.A. Imagen del Google Earth (abril de 2005) en la que se señalan las cumbres del conjunto volcánico Chachani. B. Línea de cumbres del edificio central del Chachani con la mínima cubierta de nieve en la estación seca. La letra P marca la posición de la estación repetidora en ambas imágenes. (Fotografía: D. Palacios, agosto de 2007).....	19
Figura 1.7. Esquema de procesos, técnicas básicas y áreas en las que tiene lugar cada experimentación según el objetivo general de la investigación	21
Figura 1.8. Esquema de la estructura que presentan los capítulos 2, 3, 4 y 5 de la investigación	22
Figura 2.1. Esquema de la estructura de investigación para el diseño y aplicación de un método válido al seguimiento de la actividad volcánica como proceso que interviene en la formación de lahares.....	25

Figura 2.2. Leyenda empleada en la elaboración de la cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl.....	31
Figura 2.3. Pantallas de visualización en ArcScene de la fotografía aérea del cráter del Popocatepetl del 2 diciembre de 1998, con la elevación proporcionada por los datos de restitución (A) y con los polígonos del mapa geomorfológico superpuestos durante la realización del mismo (B)	33
Figura 2.4. Asignación de coordenadas a uno de los puntos de control en el proceso de georreferenciación de la fotografía aérea del cráter del Popocatepetl del 2 diciembre de 2002, con la herramienta Georeferencing de ArcGis	35
Figura 2.5. Resultado de la rectificación y georreferenciación de la fotografía aérea del cráter del Popocatepetl del 2 diciembre de 2002 y de la cartografía geomorfológica mediante el empleo de la herramienta <i>Georeferencing</i> de ArcGis.....	35
Figura 2.6. Diferencias entre los dos métodos de transformación empleados: A (polinómica de tercer grado) y B (Spline). En líneas rojas aparecen digitalizadas las unidades geomorfológicas sobre la fotografía corregida con el método Spline.....	36
Figura 2.7. Con la herramienta <i>Editor</i> de ArcGis se digitalizan los polígonos que representan las distintas formas en el interior del cráter. En el ejemplo aparece la fotografía aérea y la cartografía del 2 diciembre de 2002	38
Figura 2.8. Aspecto de la hoja de cálculo resumen de los valores de superficies ocupadas por cada una de las formas en el interior del cráter del Popocatepetl para cada una de las fechas de análisis.....	39
Figura 2.9. Diagrama de flujos de la secuencia de aplicación de las técnicas para la realización de la cartografía y análisis geomorfológico	40
Figura 2.10. Resultado de la aplicación de la herramienta Cut/Fill a los MDE del interior del cráter del Popocatepetl correspondientes a noviembre de 1997 y diciembre de 1998. En azul se señalan las áreas con pérdida de altura, en rojo las que experimentan un incremento y en gris las que no cambian. En la tabla de atributos asociada se refleja la variación del volumen en el campo “ <i>Volume</i> ”	42
Figura 2.11. El resultado de aplicar la herramienta <i>Raster Calculator</i> a los MDE del interior del cráter del Popocatepetl correspondientes a noviembre de 1997 y diciembre de 1998 es una capa raster en la que cada una de sus celdillas contiene la altura de variación entre las dos fechas	43
Figura 2.12. Histograma que muestra la distribución de los valores de restar las capas con la información de alturas de diciembre de 1998 y noviembre de 1997, del interior del cráter del Popocatepetl	43
Figura 2.13. Al reclasificar los valores de la capa que contiene las alturas de variación (Figura 2.10), insertando cortes de clase en los valores de +20 y -20 m se obtiene un mapa con las áreas de mayor variación altimétrica entre noviembre de 1997 y diciembre de 1998	44

Figura 2.14. Tabla de estadísticos generados con <i>Zonal Dataset</i> de la capa raster de variación de alturas entre noviembre de 1997 y diciembre de 1998, en el interior del cráter del Popocatepetl	45
Figura 2.15. Diagrama de flujos de técnicas aplicadas en la comparación de MDE.	45
Figura 2.16. Al aplicar la herramienta <i>Slope (Spatial Analyst-Surface Analyst)</i> al MDE en formato tin, se obtiene una capa raster en la que los valores de sus celdillas indican la pendiente en grados. En el ejemplo se ve la pantalla de ArcGis en la que se ha generado la capa de pendientes del interior del cráter del Popocatepetl, para noviembre de 1997	46
Figura 2.17. Vista en 3D del MDE del interior del cráter del Popocatepetl, para noviembre de 1997, con el plano de corte a 5.180 m s.n.m.	47
Figura 2.18. Superficie planimétrica (valores en m ²) y porcentaje respecto del total de las principales formas de relieve (paredes del cráter exterior, rampas coluviales y complejo volcánico reciente) del cráter del Popocatepetl para cada una de las fechas de estudio	48
Figura 2.19. Superficie planimétrica (valores en m ²) de las formas de relieve del complejo volcánico reciente, porcentaje respecto del total del cráter (%T) y porcentaje respecto del total del complejo reciente (%C) en el interior del cráter del Popocatepetl para cada una de las fechas de estudio	49
Figura 2.20. Distribución según el porcentaje de superficie planimétrica cubierta, por cada una de las formas principales en el interior del cráter del Popocatepetl, en las fechas de estudio	50
Figura 2.21. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a las situaciones de noviembre de 1982 y mayo de 1989	51
Figura 2.22. Imágenes del interior del cráter del Popocatepetl. A: (18-ene-1996) cráter producido por la erupción del 24 de diciembre de 1994 (Foto, Hugo Delgado). B: (11-abr-1996) Domo en el interior del cráter (Foto, Marcos Galicia). C: (1-may-1996) Crecimiento de un nuevo domo de lava (Foto, José A. Cortés). D: (18-ene-1997). Domo de lava (Foto, José A. Cortés). E: (4-julio-1997) Detalle del domo (Foto, R. Quaas). F: (10-dic-1997). Domo de 400 m de diámetro (Foto: R. Quaas)	53
Figura 2.23. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 14 de noviembre de 1997.....	54
Figura 2.24. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a las situaciones del 13 de abril y 8 de junio de 1998.....	55
Figura 2.25. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 2 de diciembre de 1998 y vista en 3D de la fotografía aérea	56
Figura 2.26. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 2 de febrero de 1999	57

Figura 2.27. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 2 de junio de 1999 y vista en 3D de la fotografía aérea	58
Figura 2.28. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 14 de octubre de 1999	59
Figura 2.29. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 4 de noviembre de 2000 y fotografía oblicua tomada el 2 de octubre de 2000 (CENAPRED, 1997-2003).....	60
Figura 2.30. A: Vista de la parte superior del cráter del Popocatepetl el 19 de diciembre de 2000. El cráter interior está ocupado por un gran domo de lava. B: Fotografía del día anterior a la explosión (23 de diciembre de 2000), que destruye el domo instalado en el interior del cráter	61
Figura 2.31. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 20 de enero de 2001 y detalle de la fotografía aérea empleada en la realización del mapa, corregida y referenciada	62
Figura 2.32. Domo en el interior del cráter del Popocatepetl el 13 de marzo de 2001 (Fotografía: SCT)	63
Figura 2.33. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a las situaciones del 15 de marzo y el 6 de abril de 2001	64
Figura 2.34. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 13 de julio de 2001	65
Figura 2.35. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 20 de agosto de 2001 y fotografía oblicua del interior del cráter de la misma fecha tomada por la SCT	66
Figura 2.36. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 20 de septiembre de 2001 y fotografía oblicua del cráter del 11 de diciembre de 2001 (SCT).....	67
Figura 2.37. A: Fotografía oblicua realizada por la Dirección General de Carreteras Federales de la SCT, el 17 de enero de 2002. En el cráter interior se observa un domo rodeado por restos de domos anteriores (según Franco, 2005). B: Fotografía aérea (sin corregir y sin escala) realizada por la DGCF de la SCT, el 29 de abril de 2002. En el interior se aprecia un nuevo cuerpo de lava con la forma de dos círculos concéntricos, tal vez señal de la existencia de dos domos o de dos momentos de afluencia de lava al exterior	68
Figura 2.38. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 17 de junio de 2002 y fotografía aérea corregida y referenciada de la misma fecha (SCT)	69
Figura 2.39. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 17 de septiembre de 2002.....	70

Figura 2.40. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 2 de diciembre de 2002 y vista en 3D de la fotografía aérea de la misma fecha.....	71
Figura 2.41. Fotografía aérea tomada por la Dirección General de Carreteras Federales de la SCT, el 2 de diciembre de 2002, corregida y referenciada. Obsérvese a la derecha un detalle del domo interior, en el que se distinguen las fracturas de colapso (arcos blancos en el interior) y la rugosidad de las lavas	72
Figura 2.42. Fotografía aérea (sin corregir y sin escala) realizada por la DGCF de la SCT, el 18 de diciembre de 2002, a las 12:13 horas (hora local). En el interior se observa la depresión dejada por las explosiones, ocurridas en la madrugada, rodeada por los restos del domo cubiertos por el material de caída	72
Figura 2.43. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a la situación del 13 de febrero de 2003 y fotografía aérea corregida y referenciada de la misma fecha (SCT)	73
Figura 2.44. Cartografía geomorfológica del interior del cráter del Popocatepetl correspondiente a las situaciones del 21 de julio y del 25 de agosto de 2003.....	74
Figura 2.45. Superficies que han experimentado aumento de altura, disminución de altura o sin variaciones, con indicación de la altura media de variación en el interior del cráter del Popocatepetl	75
Figura 2.46. Cálculo de la variación de volumen entre dos fechas y superficie ocupada por los aumentos, las pérdidas y las áreas que no varían en el interior del cráter del Popocatepetl. Se incluye el balance neto de volumen sufrido entre dos fechas consecutivas y entre la primera y la última fecha analizadas.....	76
Figura 2.47. Diferencias altimétricas y distribución espacial de variaciones entre el 14 de noviembre de 1997 y el 2 de diciembre de 1998. Los dos mapas inferiores aíslan las modificaciones superiores a 10 m y a 20 m e inferiores a -10 m y a -20 m.....	77
Figura 2.48. Diferencias altimétricas y distribución espacial de variaciones entre el 2 de diciembre de 1998 y el 2 de junio de 1999. Los dos mapas inferiores aíslan las modificaciones superiores a 10 m y a 20 m e inferiores a -10 m y a -20 m.....	78
Figura 2.49. Diferencias altimétricas y distribución espacial de variaciones entre el 2 de junio de 1999 y el 4 de noviembre de 2000. Los dos mapas inferiores aíslan las modificaciones superiores a 10 m y a 20 m e inferiores a -10 m y a -20 m.....	80
Figura 2.50. Diferencias altimétricas y distribución espacial de variaciones entre el 4 de noviembre de 2000 y el 6 de abril de 2001. Los dos mapas inferiores aíslan las modificaciones superiores a 10 m y a 20 m e inferiores a -10 m y a -20 m.....	81
Figura 2.51. Diferencias altimétricas y distribución espacial de variaciones entre el 6 de abril de 2001 y el 17 de junio de 2002. Los dos mapas inferiores aíslan las modificaciones superiores a 10 m y a 20 m e inferiores a -10 m y a -20 m.....	83
Figura 2.52. Diferencias altimétricas y distribución espacial de variaciones entre el 17 de junio de 2002 y el 2 de diciembre de 2002. Los dos mapas inferiores aíslan las modificaciones superiores a 10 m y a 20 m e inferiores a -10 m y a -20 m.....	84

Figura 2.53. Diferencias altimétricas y distribución espacial de variaciones entre el 2 de diciembre de 2002 y el 13 de febrero de 2003. Los dos mapas inferiores aíslan las modificaciones superiores a 10 m y a 20 m e inferiores a -10 m y a -20 m	86
Figura 2.54. Diferencias altimétricas y distribución espacial de variaciones entre el 14 de noviembre de 1997 y el 13 de febrero de 2003. Los dos mapas inferiores aíslan las modificaciones superiores a 10 m y a 20 m e inferiores a -10 m y a -20 m	87
Figura 2.55. Mapas de pendientes (en grados) del interior del cráter del Popocatepetl para las fechas de estudio	89
Figura 2.56. Mapas de variación de pendientes en el interior del cráter del Popocatepetl para las fechas de estudio	90
Figura 2.57. A. Pendiente media (pend.) (valores en grados) y superficie planimétrica y real (valores en m ²) de las formas principales (pared, rampa y complejo volcánico reciente) y del total del cráter del Popocatepetl, para cada una de las fechas de estudio. B. Pendiente media (pend.) (valores en grados) y superficie planimétrica y real (% del total del cráter) de las formas principales (pared, rampa y complejo volcánico reciente) en el interior del cráter del Popocatepetl (100% de la superficie) para cada una de las fechas de estudio	91
Figura 2.58. Capacidad, en m ³ , del cráter del Popocatepetl desde el punto más bajo de su cráter interior hasta el plano horizontal de intersección con el punto más bajo de su borde exterior, porcentaje de capacidad libre respecto a la capacidad de la primera fecha y altitud (en metros) del punto más bajo del cráter inferior en cada fecha	93
Figura 2.59. Periodización de la evolución morfológica del cráter del Popocatepetl: (1): etapa pre-eruptiva; (2): segunda etapa de ensanchamiento y profundización del cráter interior por destrucción total de pequeños domos; (3): tercera etapa de ascenso del fondo del cráter por acumulación de restos de domos que no son totalmente destruidos; y (4): apertura de cráteres por actividad freatomagmática. En rojo se señalan los lahares y “flujos de agua” reportados por el CENAPRED. El gráfico de barras muestra la distribución de las principales formas según el porcentaje de superficie planimétrica cubierta, en el interior del cráter del Popocatepetl, en las fechas de estudio	95
Figura 2.60. Perfiles topográficos del interior del cráter del Popocatepetl para las fechas de estudio, según las líneas marcadas en el esquema de localización, aproximadamente oeste-este y norte-sur. A partir del 2 de diciembre de 1998 se señala la variación positiva (rojo) y negativa (gris) con respecto a la fecha anterior. La última figura muestra las máximas variaciones de altura respecto de la primera fecha	96
Figura 2.60 (Continuación)	97
Figura 3.1. Esquema de la estructura de investigación para el diseño y aplicación de un método válido para el seguimiento del retroceso de un glaciar por influencia de la actividad volcánica y su relación con el origen de los lahares	113
Figura 3.2. Fotografía tomada desde la base del Pico del Fraile en la cara norte del Popocatepetl, donde se aprecian las morrenas de la PEH de flanquean la barranca de Tenenepanco (antiguamente denominada del Ventorrillo). (Fotografía: D. Palacios, octubre-2008)	117

Figura 3.3. Glaciares del Popocatepetl en 1958, según la cartografía de Lorenzo (1964). También se indican las posiciones terminales del glaciar del Ventorrillo según White (1981). La barranca del Ventorrillo es la que actualmente se denomina Tenenepanco	118
Figura 3.4. Glaciares del Iztaccíhuatl en 1958, según la cartografía de Lorenzo (1964). En la tabla se indican las superficies, altura máxima y mínima de cada glaciar según el mismo autor. (*) El glaciar tiene dos lenguas que finalizan a diferente altura	121
Figura 3.5. Cara occidental del Iztaccíhuatl donde se señalan la máxima altura (Pecho) y la localización del glaciar de Ayoloco (Fotografía, D. Palacios, 2008)	122
Figura 3.6. Cara norte del Popocatepetl donde son visibles una serie de escalones de hielo que ocupan la parte más elevada del antiguo glaciar. (Fotografía, N. Andrés, febrero de 2008)	122
Figura 3.7. Imágenes tomadas durante el trabajo de campo de junio de 2002 en el volcán Popocatepetl, que orientaron la delimitación del glaciar. La flecha indica la escala aproximada. (Fotografías: D. Palacios)	123
Figura 3.8. Procedimientos seguidos en ArcGis para el cálculo y cartografía de las variaciones de altura y cambios en el volumen del glaciar del Popocatepetl. La línea de puntos en el mapa resultado indica la extensión del glaciar en la última de las imágenes tratada	125
Figura 3.9. Cartografía de las superficie del glaciar del Popocatepetl entre noviembre de 1982 y agosto de 2003	127
Figura 3.10. Superficie ocupada por el glaciar del Popocatepetl en cada una de las fechas de estudio (en m ²), porcentaje que supone respecto de la primera fecha de estudio, noviembre de 1982, y tasa de reducción en m ² /día desde la fecha anterior. También se incluye la tasa de reducción de superficie en m ² /año, con el objeto de establecer comparaciones	126
Figura 3.11. Superficie ocupada por el glaciar del Popocatepetl en cada una de las fechas de estudio (en km ²), porcentaje que supone respecto de la primera fecha de estudio, noviembre de 1982, y tasa de reducción en m ² /día desde la fecha anterior. A. Nov-1982; B. May-1989; C. 17- nov-1997; D. 13-abr-1998; E. 8-jun-1998; F. 2-dic-1998; G. 2-feb-1999; H. 2-jul-1999; I. 14-oct-1999; J. 4-nov-2000; K. 2-ene-2001; L. 15-mar-2001; M. 6-abr-2001; N. 20-ago-2001; Ñ. 17-jun-2002; O. 17-sep-2002; P. 2-dic-2002; Q. 13-feb-2003; R. 21-jul-2003; y S. 25-ago-2003	128
Figura 3.12. Imagen tomada en mayo de 2005 donde se observan los escalones de hielo cubiertos por materiales. La línea discontinua roja marca aproximadamente el límite occidental del glaciar extinto y la flecha negra indica hacia dónde se encuentra el Pico Mayor o Aháhuac. (Fotografía: D. Palacios. 2005)	129
Figura 3.13. Mapas de áreas del glaciar del Popocatepetl afectadas por variaciones de altura en los intervalos de estudio	130
Figura 3.14. Cambios de altura en el glaciar del Popocatepetl en los intervalos de estudio	131

Figura 3.15. Variaciones de volumen (m^3), diferencia neta entre variaciones positivas y negativas (m^3), tasa de disminución diaria ($m^3/día$) y cantidad equivalente en agua de los volúmenes disminuidos (*) del glaciar del Popocatepetl en cada intervalo estudiado y entre noviembre de 1997 y diciembre de 2002	132
Figura 3.16. Fotografía aérea tomada el 13 de abril de 1998, referenciada, donde se aprecia el aspecto del glaciar al final de la estación de ablación y parcialmente cubierto por los productos de la explosión del 21 de marzo. La “V” marca la posición de la lengua del Ventorrillo. (Fotografía de la SCT).....	133
Figura 3.17. Fotografía aérea tomada el 2 de febrero de 1999, sin corregir ni referenciar (la escala es aproximada), donde se aprecia el aspecto del glaciar cubierto de piroclastos y los impactos producidos por los balísticos de las últimas explosiones en el hielo de las lenguas del glaciar. La “V” marca la posición de la lengua del Ventorrillo (Fotografía de la SCT).....	135
Figura 3.18. Fotografía aérea tomada el 14 de octubre de 1999, corregida y referenciada, donde se aprecia la morfología escalonada del glaciar. La “V” marca la posición de la lengua del Ventorrillo (Fotografía de la SCT)	136
Figura 3.19. Fotografía aérea tomada el 15 de marzo de 2001, corregida y referenciada, donde se aprecian los surcos de abrasión producidos por el flujo piroclástico del 22 de enero, que deforman la secuencia de escalones de hielo. La “V” marca la posición de la lengua del Ventorrillo (Fotografía de la SCT).....	138
Figura 3.20. Fotografía aérea tomada el 2 de diciembre de 2002, corregida y referenciada, donde se observa el glaciar cubierto por las cenizas de las últimas exhalaciones. El hielo se ha separado en bloques inconexos que ya no tienen aspecto de glaciar. La “V” marca la posición de la lengua del Ventorrillo (Fotografía de la SCT)	139
Figura 3.21. Sobre la ortofotografía de abril de 1999 (SCT) se representa la reducción de los glaciares de Ayoloco y Atzintli entre 1958 (reproducción aproximada de la cartografía de Lorenzo (1964)) y 2005. También se señalan algunas de las morrenas de la PEH	140
Figura 3.22. Superficie ocupada por los glaciares Ayoloco y Atzintli del Iztaccíhuatl en cada una de las fechas de estudio (en m^2) tasa de reducción en $m^2/día$ desde la fecha anterior	141
Figura 3.23. Evolución de la superficie ocupada por el glaciar del Popocatepetl (línea azul), y los glaciares Ayoloco (línea roja) y Atzintli (línea amarilla) del Iztaccíhuatl, entre 1982 y 2005 (en m^2)	141
Figura 3.24. Comparación de los mapas de variación de espesor del glaciar del Popocatepetl elaborados por Huggel y Delgado (2000) entre febrero de 1997 y febrero de 1998 y febrero de 1998 y enero de 1999; y la cartografía elaborada en esta investigación entre noviembre de 1997 y diciembre de 1998	144
Figura 3.25. Comparación de los cálculos de superficie del glaciar del Popocatepetl según Andrés <i>et al.</i> (2007) y Delgado <i>et al.</i> (2007) en las respectivas fechas de estudio	146

Figura 3.26. Comparación de las tasas de retroceso (en m ² /año) calculadas por Andrés <i>et al.</i> (2007) y Delgado <i>et al.</i> (2007) en el glaciar del Popocatepetl en las respectivas fechas de estudio	147
Figura 3.27. Comparación de los cálculos de superficie del glaciar del Popocatepetl según Andrés <i>et al.</i> (2007) y Julio-Miranda <i>et al.</i> (2008) en el glaciar del Popocatepetl en las respectivas fechas de estudio	148
Figura 3.28. Comparación de las tasas de retroceso (en m ² /año) calculadas por Andrés <i>et al.</i> (2007) y Julio-Miranda <i>et al.</i> (2008) en el glaciar del Popocatepetl en las respectivas fechas de estudio	149
Figura 3.29. Comparación de las pérdidas de volumen (m ³) y sus tasas anuales (en m ³ /año) calculadas por Andrés <i>et al.</i> (2007) y Julio-Miranda <i>et al.</i> (2008) en el glaciar del Popocatepetl en las respectivas fechas de estudio	149
Figura 3.30. Evolución de la superficie ocupada por el glaciar del Popocatepetl (línea azul), y los glaciares Ayoloco (línea roja) y Atzintli (línea amarilla) del Iztaccíhuatl, entre 1982 y 2005 (en m ²), en comparación con la reducción en superficie observada por Schneider <i>et al.</i> (2008) en los conjuntos de El Pecho (línea naranja) y La Panza (línea malva) del Iztaccíhuatl	150
Figura 3.31. Relación del retroceso del glaciar del Popocatepetl con la actividad eruptiva del mismo en el periodo de estudio. La actividad eruptiva se expresa en número de eventos con una determinada VEI (Índice de Explosividad Volcánica según Newhall, C. y Self, S. (1982))	152
Figura 3.32. En marzo de 2006 el glaciar del Popocatepetl es un grupo de bloques de hielo escalonados cubiertos por piroclastos. Se pueden observar los flujos de agua procedentes de la fusión del hielo durante las horas de máxima insolación diurna, recongelados al bajar las temperaturas. (Fotografía: D. Palacios, marzo-2006)	153
Figura 3.33. En la imagen se observa el escarpe de una masa de hielo atrapada bajo los depósitos de ladera a los pies de Peña Aguilera, en el área de La Panza, en la ladera occidental del volcán Iztaccíhuatl. Este hielo se separó del cuerpo principal del glaciar de Ayoloco, que fue retrocediendo hasta la posición que ocupa hoy en día. (Fotografía: D. Palacios, octubre-2008)	154
Figura 4.1. Esquema de la estructura de investigación para el diseño y aplicación de un método válido para el seguimiento del retroceso de un glaciar por influencia de la actividad volcánica y su relación con el origen de los lahares	157
Figura 4.2. A) Esquema del perfil de las temperaturas medias anuales entre el aire y el suelo en las regiones frías. (Según Smith y Riseborough, 2002). B) Esquema conceptual del modelo de Kudryavtsev <i>et al.</i> (1974)	159
Figura 4.3. Esquema de la relación de algunos parámetros climáticos en relación con la altitud y la vegetación según Lauer y Klaus (1975): a) amplitud térmica anual (°C); b) TMAS a -70 cm (°C); c) precipitación total anual (mm); d) suma del número de días con oscilación térmica en torno a 0°C (<i>frost-change days</i>) y del número de días con temperaturas continuas por debajo de 0°C (<i>ice days</i>). Adaptado de Lauer y Klaus (1975)	164

Figura 4.4. Relación entre altitud y latitud del permafrost de montaña en la Cordillera Norteamericana. Los puntos indican las localidades en las que se ha detectado permafrost mediante medias de temperaturas del suelo, inferidas a partir de datos microclimáticos o por formas de diagnóstico (según Péwé, (1983).....	165
Figura 4.5.- Límite inferior del permafrost en los Andes comparado con el del Hemisferio Norte de los distintos límites geográficos y la latitud en el Hemisferio Norte (según Guodong, 1983)	166
Figura 4.6. Climograma con los valores de temperatura y precipitación de la estación de Coyoacán I.N.I.F.A.P. (México D.F.) según la serie 1971-2000. Elaborado según los datos publicados por el Servicio Meteorológico Nacional de México, CONAGUA (http://smn.cna.gob.mx/)	167
Figura 4.7. Climograma con los valores de temperatura y precipitación de la estación de Amecameca de Juárez (Edo. México) según la serie 1971-2000. Elaborado según los datos publicados por el Servicio Meteorológico Nacional de México, CONAGUA (http://smn.cna.gob.mx/)	167
Figura 4.8. Climograma con los valores de temperatura y precipitación de la estación de Arequipa (Perú) según los datos de temperaturas de la serie 1949-1998 y los datos de precipitaciones del año 2008. Elaborado según los datos publicados por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología de Perú, SENAMHI.....	168
Figura 4.9. Mapa de radiación solar diaria, promedio anual de México. La circunferencia roja indica el área de estudio, con valores entre 5,0 y 6,0 kWh/m ² /día. Fuente: National Renewable Energy Laboratory (U.S.A.), 1997.....	169
Figura 4.10. Mapa de radiación solar diaria, promedio anual (1975-1990) de Perú. La circunferencia negra indica el área de estudio, con valores entre 6,5 y 670 kWh/m ² /día. Fuente: SENAMHI (2003)	169
Figura 4.11. Estaciones cercanas al complejo volcánico Popo-Izta, para las que existen datos térmicos diarios simultáneos a la toma de temperaturas por el proyecto LAHAR	171
Figura 4.12. Estaciones cercanas al complejo volcánico Misti-Chachani, para las que existen datos térmicos diarios simultáneos a la toma de temperaturas por el proyecto LAHAR	171
Figura 4.13. Estaciones en la vertiente norte del volcán Popocatepetl instaladas por el proyecto LAHAR	172
Figura 4.14. Localización de las estaciones en el volcán Popocatepetl sobre una ortoimagen de 2006.....	172
Figura 4.15. Estaciones en la ladera occidental del Iztaccíhuatl instaladas por el proyecto LAHAR	172
Figura 4.16. Localización de las estaciones en el volcán Iztaccíhuatl. (Fotografía: D. Palacios)	173

Figura 4.17. Periodización de los datos obtenidos en las distintas sondas instaladas en la ladera norte del volcán Popocatepetl. (*)La sonda se encontró descubierta.	174
Figura 4.18. Periodización de los datos obtenidos en las distintas sondas instaladas en la ladera occidental del volcán Iztaccíhuatl. (*)La sonda no se encontró.	174
Figura 4.19. Estaciones en la ladera norte del volcán Misti instaladas por el proyecto LAHAR.....	175
Figura 4.20. Estaciones en la ladera suroriental del volcán Chachani instaladas por el proyecto LAHAR.....	175
Figura 4.21. Localización de las estaciones cuyos datos se han utilizado en el complejo volcánico Misti-Chachani, sobre la imagen Landsat (2000).....	175
Figura 4.22. Localización de las estaciones en el volcán Misti. (Fotografías: A) Google Earth y B) D. Palacios (julio-2004).....	176
Figura 4.23. Detalle de las localizaciones de las sondas en los observatorios del volcán Misti. A: Bajo la flecha amarilla se encuentran las sondas de profundidad en la estación Misti1. Al fondo, el volcán Chachani (Fotografía tomada en julio de 2004). B: Instalación de la sonda de -30 cm de profundidad en la estación Misti2 (Fotografía tomada en septiembre de 2008). C: Termómetro del aire en la localización Misti4 (Fotografía tomada en septiembre de 2008). (Fotografías: J. Úbeda)	176
Figura 4.24. Detalle de las localizaciones de las sondas en los observatorios del volcán Chachani. A: Localización de la estación Chacha1 en la ladera SE. Al fondo, el volcán Misti. B: Localización de la estación Chacha2. C: Detalle del hielo en el suelo encontrado en la estación Chacha3 en octubre de 2008. D. Instalación de la sonda de -30 cm en la estación Chacha3. (Fotografías: J. Úbeda, 2008)	177
Figura 4.25. Periodización de los datos obtenidos en las distintas sondas instaladas en la ladera norte del volcán Misti.....	178
Figura 4.26. Periodización de los datos obtenidos en las distintas sondas instaladas en la ladera suroriental del volcán Chachani	178
Figura 4.27. A) Patrón típico del régimen térmico en el interior del suelo donde se indican las temperaturas máximas y mínimas anuales, la profundidad de amplitud anual 0 y la profundidad de la descongelación estacional (capa activa). A partir de ACGR (1988). B) Relación entre el permafrost, el tope de permafrost (<i>permafrost table</i>), la capa activa y los <i>taliks</i> . Según Ferrians <i>et al.</i> (1969).....	181
Figura 4.28. Gráficas de los datos tomados por las sondas instaladas a 10 y 80 cm de profundidad en el suelo durante las campañas 2001/02, 2002/03 y 2004/05 en la estación Popo1 (4.103 m s.n.m)	186
Figura 4.29. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre agosto de 2002 y julio de 2003; y entre febrero de 2004 y febrero de 2005 de las sondas situadas a -10 y -80 cm, en la estación Popo1 (4.103 m s.n.m)	186
Figura 4.30. Estadísticos mensuales para la serie anual entre agosto de 2002 y julio de 2003 de las sondas situadas a -10 y -80 cm, en la estación Popo1 (4.103 m s.n.m).	

MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual 187

Figura 4.31. Estadísticos mensuales para la serie anual entre febrero de 2004 y febrero de 2003 de las sondas situadas a -10 y -80 cm, en la estación Popo1 (4.103 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual. (*) Los estadísticos del mes de febrero se calculan con los 15 datos diarios del mes en 2004 y los 15 de 2005..... 187

Figura 4.32. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de observación Popo1 (4.103 m s.n.m.), con los datos de la serie 1-08-02/31-07-03..... 188

Figura 4.33. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de observación Popo1 (4.103 m s.n.m.), con los datos de la serie 15-02-04/14-02-05 188

Figura 4.34. Gráficas de los datos tomados por las sondas instaladas a 5, 10, 20 y 80 cm de profundidad en el suelo durante las campañas 2001/02, 2002/03, 2004/05 y 2006/07 en la estación Popo2 (4.251 m s.n.m)..... 189

Figura 4.35. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre agosto de 2002 y julio de 2003; entre febrero de 2004 y febrero de 2005; y entre marzo de 2006 y febrero de 2007, de las sondas situadas a -5, -10, -20 y -80 cm, en la estación Popo2 (4.251 m s.n.m) 190

Figura 4.36. Estadísticos mensuales para la serie anual entre agosto de 2002 y julio de 2003 de las sondas situadas a -5 y -80 cm, en la estación Popo2 (4.251 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual 190

Figura 4.37. Estadísticos mensuales para las series anuales entre febrero de 2004 y febrero de 2005 de las sondas situadas a -10 y -80 cm y para la serie anual entre marzo de 2006 y febrero de 2007 de las sonda situadas a -20 cm, en la estación Popo1 (4.251 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual 190

Figura 4.38. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0° C en la estación Popo2 (4.251 m s.n.m) 191

Figura 4.39. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de observación Popo2 (4.251 m s.n.m.), con los datos de la serie 1-08-02/31-08-03..... 192

Figura 4.40. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de observación Popo2 (4.251 m s.n.m.), con los datos de la serie 15-02-04/14-02-05.....	192
Figura 4.41. Gráficas de los datos tomados por las sondas instaladas en el aire, a 10, 20 y 30 cm de profundidad en el suelo durante las campañas 2001/02, 2002/03, 2004/05 y 2006/07 en la estación Popo3 (4.379 m s.n.m)	193
Figura 4.42. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre agosto de 2002 y julio de 2003; entre febrero de 2004 y febrero de 2005; y entre marzo de 2006 y febrero de 2007, de las sondas situadas a -5, -10, -20 y -80 cm, en la estación Popo2 (4.251 m s.n.m)	194
Figura 4.43. Estadísticos mensuales para la serie anual entre agosto de 2002 y julio de 2003 de la sonda situada a -10 cm, en la estación Popo3 (4.379 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual	194
Figura 4.44. Estadísticos mensuales para la serie anual entre febrero de 2004 y febrero de 2003 de las sondas situadas en el AIRE y a -10 cm, en la estación Popo3 (4.379 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual. (*) Los estadísticos del mes de febrero se calculan con los 15 datos diarios del mes en 2004 y los 15 de 2005	194
Figura 4.45. Estadísticos mensuales para la serie anual entre marzo de 2006 y febrero de 2007 de las sondas situadas en el AIRE y a -10 cm, en la estación Popo3 (4.379 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual	195
Figura 4.46. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0° C en la estación Popo3 (4.379 m s.n.m)	196
Figura 4.47. Gráfico de los datos tomados por la sonda instalada a 10 cm de profundidad en el suelo durante la campaña 2005/06 en la estación Popo4 (4.623 m s.n.m).....	197
Figura 4.48. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para la serie anual entre el 18 de febrero de 2005 y el 17 de febrero de 2007, de la sonda situada a -10 cm, en la estación Popo4 (4.623 m s.n.m)	197
Figura 4.49. Estadísticos mensuales para la serie anual entre el 18 de febrero de 2005 y el 17 de febrero de 2007, de la sonda situada a -10 cm, en la estación Popo4 (4.623 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual. (*) Los estadísticos del mes de febrero se calculan con los 11 datos diarios del mes en 2005 y los 17 de 2006	198

Figura 4.50. Gráfico de los datos tomados por las sondas instaladas a 10 y 30 cm de profundidad en el suelo durante la campaña 2005/06 en la estación Popo5 (4.885 m s.n.m).....	198
Figura 4.51. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre el 18 de febrero de 2005 y el 17 de febrero de 2007 de las sondas situadas a -10 y -30 cm, en la estación Popo5 (4.885 m s.n.m)	199
Figura 4.52. Estadísticos mensuales para la serie anual entre el 18 de febrero de 2005 y el 17 de febrero de 2007 de las sondas situadas a -10 y -30 cm, en la estación Popo5 (4.885 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual. (*)Los estadísticos del mes de febrero se calculan con los 11 datos diarios del mes en 2005 y los 17 de 2006.....	199
Figura 4.53. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0° C en la estación Popo5 (4.885 m s.n.m)	200
Figura 4.54. Temperaturas mínimas, máximas y medias diarias a -10 cm (A) y a -30 cm (B) durante el mes de marzo de 2005, en la estación de sondeo Popo5, localizada a 4.885 m s.n.m.	200
Figura 4.55. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA en el complejo Popo-Izta según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAA de los observatorios de San Pedro Nexapa y Popo3. También se indican las isotermas/isohipsas que marcan el límite inferior del dominio de la helada (-2°C), de los ciclos de congelación y deshielo (0°C) y del ambiente periglaciario (+3°C), según French (2007).....	201
Figura 4.56. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA en el complejo Popo-Izta según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAA a -10 cm de los observatorios Popo1, 2 y 3. Como referencia se indican las isotermas de -2°C, 0°C y +3°C.....	202
Figura 4.57. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA en el complejo Popo-Izta según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAA a -20 cm de los observatorios Popo2 y 3. Como referencia se indican las isotermas de -2°C, 0°C y +3°C.....	203
Figura 4.58. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA en el complejo Popo-Izta según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAA a -80 cm de los observatorios Popo1 y 2 de la serie 2002/03. Como referencia se indican las isotermas de -2°C, 0°C y +3°C.....	204
Figura 4.59. Mapa de radiación solar directa media anual (W/m^2) calculado con ArcGis para el área del complejo volcánico Popo-Izta, obtenido para el intervalo de estudio entre febrero de 2004 y febrero de 2006.....	205
Figura 4.60. Modelo de distribución de TMAA según el método propuesto por Abramov <i>et al.</i> (2008), en el área del complejo volcánico Popo-Izta, a partir de las TMAA estimadas con los valores de las TMAA de los observatorios de San Pedro Nexapa y Popo3 (Figura 4.54), las TMAA a -10 cm observadas en las estaciones	

establecidas en la ladera norte del Popocatepetl y el modelo de radiación solar directa media anual (Figura 4.58)	206
Figura 4.61. En la tabla se indica el límite altitudinal inferior (en m s.n.m.) de cada una de las categorías establecidas por Abramov <i>et al.</i> (2008), según el modelo de TMAA estimadas, en el Popocatepetl. En la última columna se anotan las superficies planimétricas (en m ²) ocupadas por cada uno de los tipos de permafrost en las cumbres del complejo volcánico Popo-Izta. En este caso la estimación se ha realizado con del modelo de distribución de TMAA de las estaciones San Pedro Nexapa y Popo3 y las TMAA de -10 cm.....	206
Figura 4.62. Modelo de distribución de TMAA según el método propuesto por Abramov <i>et al.</i> (2008), en el área del complejo volcánico Popo-Izta, a partir de las TMAA estimadas con los valores de las TMAA de los observatorios de San Pedro Nexapa y Popo3 (Figura 4.54), las TMAA a -20 cm observadas en las estaciones establecidas en la ladera norte del Popocatepetl y el modelo de radiación solar directa media anual	207
Figura 4.63. En la tabla se indica el límite altitudinal inferior (en m s.n.m.) de cada una de las categorías establecidas por Abramov <i>et al.</i> (2008), según el modelo de TMAA estimadas, en el Popocatepetl. En la última columna se anotan las superficies planimétricas (en m ²) ocupadas por cada uno de los tipos de permafrost en las cumbres del complejo volcánico Popo-Izta. En este caso la estimación se ha realizado con del modelo de distribución de TMAA de las estaciones San Pedro Nexapa y Popo3 y las TMAA de -20 cm.....	208
Figura 4.64. Modelo de distribución de TMAA según el método propuesto por Abramov <i>et al.</i> (2008), en el área del complejo volcánico Popo-Izta, a partir de las TMAA estimadas con los valores de las TMAA de los observatorios de San Pedro Nexapa y Popo3 (Figura 4.54), las TMAA a -80 cm observadas en las estaciones establecidas en la ladera norte del Popocatepetl y el modelo de radiación solar directa media anual	208
Figura 4.65. En la tabla se indica el límite altitudinal inferior (en m s.n.m.) de cada una de las categorías establecidas por Abramov <i>et al.</i> (2008), según el modelo de TMAA estimadas, en el Popocatepetl. En la última columna se anotan las superficies planimétricas (en m ²) ocupadas por cada uno de los tipos de permafrost en las cumbres del complejo volcánico Popo-Izta. En este caso la estimación se ha realizado con del modelo de distribución de TMAA de las estaciones San Pedro Nexapa y Popo3 y las TMAA de -20 cm.....	209
Figura 4.66. A. Gráfica de los datos tomados por las sondas instaladas a 10 y 80 cm de profundidad en el suelo durante las campañas 2001/02 y 2002/03 de la estación Izta1 (4.137 m s.n.m). B. Gráfica de los datos tomados por la sonda instalada a 80 cm de profundidad en el suelo durante la campaña 2004/05 y por las sondas de 20 y 60 cm de profundidad en la campaña 2005/06 de la estación Izta1 (4.137 m s.n.m)	210
Figura 4.67. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre marzo de 2002 y febrero de 2003 de las sondas situadas a -10 y -80 cm y para las series anuales entre marzo de 2005 y febrero de 2006 de las sondas situadas a -20 y -60 cm, en la estación Izta1 (4.137 m s.n.m).....	210
Figura 4.68. Estadísticos mensuales para las series anuales entre marzo de 2002 y febrero de 2003 de las sondas situadas a -10 y -80 cm y para las series anuales entre	

marzo de 2005 y febrero de 2006 de las sondas situadas a -20 y -60 cm, en la estación Izta1 (4.137 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual	211
Figura 4.69. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0° C en la estación Izta1 (4.137 m s.n.m)	212
Figura 4.70. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre agosto de 2002 y julio de 2003 de las sondas situadas a -10 y -80 cm, en la estación Izta1 (4.137 m s.n.m)	212
Figura 4.71. Estadísticos mensuales para las series anuales entre agosto de 2002 y julio de 2003 de las sondas situadas a -10 y -80 cm, en la estación Izta1 (4.137 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual	213
Figura 4.72. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de muestreo Izta1 (4.137 m s.n.m.), con los datos de la serie Ag2002/JI2003	214
Figura 4.73. Gráfica de los datos tomados por las sondas instaladas a 10 y 57 cm de profundidad en el suelo durante las campañas 2001/02, 2002/03 y 2004/05 en la estación Izta2 (4.382 m s.n.m)	214
Figura 4.74. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre agosto de 2002 y julio de 2003 de las sondas situadas a -10 y -57 cm, en la estación Izta2 (4.382 m s.n.m)	215
Figura 4.75. Estadísticos mensuales para las series anuales entre agosto de 2002 y julio de 2003 de las sondas situadas a -10 y -57 cm, en la estación Izta2 (4.382 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual	215
Figura 4.76. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0° C en la estación Izta2 (4.382 m s.n.m)	216
Figura 4.77. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de muestreo Izta2 (4.382 m s.n.m.), con los datos de la serie Ag2002/JI2003	216
Figura 4.78. A) Gráfica de los datos tomados por la sonda instalada a 10 cm de profundidad en el suelo durante la campaña 2002/03 y B) gráfica de los datos tomados por la sonda instalada a 57 cm de profundidad en el suelo durante la campaña 2004/05 en la estación Izta3 (4.681 m s.n.m).....	217

Figura 4.79. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre agosto de 2002 y julio de 2003, de la sonda situada a -10 cm; y entre febrero de 2004 y febrero de 2005, de la sonda situada a -20 cm, en la estación Izta3 (4.681 m s.n.m).....	218
Figura 4.80. Estadísticos mensuales para la serie anual entre agosto de 2002 y julio de 2003 de la sonda situada a -10 cm, en la estación Izta3 (4.681 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual	218
Figura 4.81. Estadísticos mensuales para la serie anual entre febrero de 2004 y febrero de 2003 de la sonda situada a -20 cm, en la estación Izta3 (4.681 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual. (*) Los estadísticos del mes de febrero se calculan con los 15 datos diarios del mes en 2004 y los 15 de 2005	218
Figura 4.82. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0° C en la estación Izta3 (4.681 m s.n.m)	219
Figura 4.83. A) Gráficas de los datos tomados por las sondas instaladas a 10 y 30 cm de profundidad en el suelo durante la campaña 2002/03 y B) gráficas de los datos tomados por las sondas instaladas en el AIRE y a 20 cm de profundidad en el suelo durante la campaña 2004/05 en la estación Izta4 (4.890 m s.n.m).....	220
Figura 4.84. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre agosto de 2002 y julio de 2003; y entre agosto de 2004 y julio de 2005; de las sondas situadas en el AIRE y a -10, -20 y -30 cm, en la estación Izta4 (4.890 m s.n.m)	220
Figura 4.85. Estadísticos mensuales para las series anuales entre agosto de 2002 y julio de 2003; y entre agosto de 2004 y julio de 2005; de las sondas situadas en el AIRE y a -10, -20 y -30 cm, en la estación Izta4 (4.890 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.....	221
Figura 4.86. Temperaturas mínimas y máximas diarias del suelo a -10 cm de profundidad entre los meses de abril y julio de 2003, en la estación de sondeo Izta4, localizada a 4.890 m s.n.m.....	221
Figura 4.87. Temperaturas mínimas y máximas diarias del aire (A) y a -20 cm (B) entre los meses de abril y julio de 2005, en la estación de sondeo Izta4 (4.890 m s.n.m.).....	223
Figura 4.88. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0° C en la estación Izta4 (4.890 m s.n.m)	223
Figura 4.89. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de muestreo Izta4 (4.890 m s.n.m.), con los datos de la serie Ag2002/JI2003.....	224

Figura 4.90. A. Localización de la estación Izta4 bajo el glaciar de Ayoloco (Iztaccíhuatl). En 2005, el frente del glaciar se encontraba a 4.943 m. B: Hielo glaciar muerto conservado bajo la pared norte de Peña Aguilera, a 4.900 m s.n.m en el área deglaciada a partir de 1970 del valle del glaciar Ayoloco. (Fotografía: A. D. Palacios, febrero-2005. B. L. Vázquez, julio-2002).....	225
Figura 4.91. Gráfica de los datos tomados por la sonda instalada en el AIRE durante la campaña 2005/06 en la estación Izta5 (5.020 m s.n.m).....	226
Figura 4.92. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para la serie anual entre febrero de 2005 y febrero de 2006 de la sonda situada en el AIRE, en la estación Izta5 (5.020 m s.n.m)	226
Figura 4.93. Estadísticos mensuales para la serie anual entre febrero de 2005 y febrero de 2006 de la sonda situada en el AIRE, en la estación Izta5 (5.020 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual. (*) Los estadísticos del mes de febrero se calculan con los 15 datos diarios del mes en 2005 y los 15 de 2006.....	226
Figura 4.94. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0° C en la estación Izta5 (5.020 m s.n.m)	227
Figura 4.95. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA en el complejo Popo-Izta según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAA de los observatorios de San Pedro Nexapa e Izta4. También se indican las isotermas/isohipsas que marcan el límite inferior del dominio de la helada (-2°C), de los ciclos de congelación y deshielo (0°C) y del ambiente periglacial (+3°C), según French (2007).....	228
Figura 4.96. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA en el complejo Popo-Izta según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAA de los observatorios de Amecameca e Izta5. También se indican las isotermas/isohipsas que marcan el límite inferior del dominio de la helada (-2°C), de los ciclos de congelación y deshielo (0°C) y del ambiente periglacial (+3°C), según French (2007).....	229
Figura 4.97. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA en el complejo Popo-Izta según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAA a -10 cm de los observatorios Izta1, 2 y 4 de la serie Ag2002/J103. Como referencia se indican las isotermas de -2°C, 0°C y +3°C.....	230
Figura 4.98. Modelo de distribución de TMAA según el método propuesto por Abramov <i>et al.</i> (2008), en el área del complejo volcánico Popo-Izta, a partir de las TMAA estimadas con los valores de las TMAA de los observatorios de San Pedro Nexapa e Izta4 (Figura 4.95), las TMAA a -10 cm observadas en las estaciones Izta1, 2 y 4 y el modelo de radiación solar directa media anual	231
Figura 4.99. En la tabla se indica el límite altitudinal inferior (en m s.n.m.) de cada una de las categorías establecidas por Abramov <i>et al.</i> (2008), según el modelo de TMAA estimadas, en el Iztaccíhuatl. En la última columna se anotan las superficies planimétricas (en m ²) ocupadas por cada uno de los tipos de permafrost en las cumbres del complejo volcánico Popo-Izta. En este caso la estimación se ha realizado con del	

modelo de distribución de TMAA de las estaciones San Pedro Nexapa e Izta4 y las TMAA de -10 cm.....	231
Figura 4.100. A) Gráficas de los datos tomados por las sondas instaladas a 10 y 60 cm de profundidad en el suelo durante la campaña 2004/05 y B) gráficas de los datos tomados por las sondas instaladas en el AIRE y a 60 cm de profundidad en la estación Misti1 (4.726 m s.n.m).....	233
Figura 4.101. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre septiembre de 2004 y agosto de 2005; y entre septiembre de 2007 y septiembre de 2008 de las sondas situadas en el AIRE y a -10 y -60 cm, en la estación Misti1 (4.726 m s.n.m)	233
Figura 4.102. Estadísticos mensuales para la serie anual entre septiembre de 2004 y agosto de 2005 de las sondas situadas a -10 y -60 cm, en la estación Misti1 (4.726 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual	234
Figura 4.103. Estadísticos mensuales para la serie anual entre septiembre de 2007 y septiembre de 2008 de las sondas situadas en el AIRE y a -60 cm, en la estación Misti1 (4.726 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual. (*) Los estadísticos del mes de septiembre se calculan con los 16 datos diarios del mes en 2007 y los 14 de 2008.....	234
Figura 4.104. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de observación Misti1 (4.726 m s.n.m.), con los datos de la serie 1-09-04/31-08-05.....	235
Figura 4.105. A) Gráfica de los datos tomados por la sonda del aire entre el 25-7-2004 y el 22-11-2006. B) Gráficas de los datos tomados por la sonda instalada a -10 cm durante la campaña 2004/05; por la sonda -5 cm, durante la campaña 2005/6; y por la sonda de -30 cm, en ambas campañas. C) Gráficas de los datos tomados por las sondas del aire y de -30 cm de profundidad en el suelo durante las campañas 2006/07 y 2007/08.....	236
Figura 4.106. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre septiembre de 2004 y agosto de 2005; entre noviembre de 2005 y noviembre de 2006; entre septiembre de 2006 y agosto de 2007; y entre septiembre de 2007 y agosto de 2008, de las sondas situadas en el aire y a -5, -10 y -30 cm, en la estación Misti2 (5.455 m s.n.m)	236
Figura 4.107. Estadísticos mensuales para las series anuales entre septiembre de 2004 y agosto de 2005 de las sondas situadas en el aire y a -10 y -30 cm en la estación Misti2 (5.455 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual	237

Figura 4.108. Estadísticos mensuales para las series anuales entre noviembre de 2005 y noviembre de 2006 de las sondas situadas en el aire y a -5 y -30 cm, en la estación Misti2 (5.455 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual. (*)Los estadísticos del mes de noviembre se calculan con los 21 datos diarios del mes en 2005 y los 9 de 2006.....	237
Figura 4.109. Estadísticos mensuales para las series anuales entre septiembre de 2006 y agosto de 2007; y entre septiembre de 2007 y agosto de 2008 de las sondas situadas el el aire y a -10 y -30 cm en la estación Misti2 (5.455 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.....	238
Figura 4.110. Temperaturas mínimas, máximas y medias diarias del aire (A), a -10 cm (B) y a -30 cm (C) de profundidad del 1 de febrero al 15 de 2005, en la estación de sondeo Misti2 (5.455 m s.n.m).....	239
Figura 4.111. Temperaturas mínimas, máximas y medias diarias del aire (A), a -10 cm (B) y a -30 cm (C) de profundidad entre el 1 de septiembre y el 15 de octubre 2005, en la estación de sondeo Misti2 (5.455 m s.n.m)	239
Figura 4.112. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0° C en la estación Misti2 (5.455 m s.n.m)	240
Figura 4.113. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de observación Misti2 (5.455 m s.n.m.), con los datos de la serie 1-09-04/31-08-05.....	241
Figura 4.114. A) Gráfica de los datos tomados por la sonda del aire entre el 10-11-2005 y el 20-11-2006. B) Gráficas de los datos tomados por las sondas instaladas a -10 y a -30 cm entre el 11-8-2004 y el 20-11-2006; y por la sonda de -80 cm,. C) Gráficas de los datos tomados por las sondas del aire y de -80 cm entre el 23-11-2006 y el 5-9-2007, en la estación Misti3 (5.740 m. s.n.m.)	242
Figura 4.115. A) Gráfica de los datos tomados por la sonda del aire entre el 10-11-2005 y el 20-11-2006. B) Gráficas de los datos tomados por las sondas instaladas a -10 y a -30 cm entre el 11-8-2004 y el 20-11-2006; y por la sonda de -80 cm,. C) Gráficas de los datos tomados por las sondas del aire y de -80 cm entre el 23-11-2006 y el 5-9-2007, en la estación Misti4 (5.740 m. s.n.m.)	242
Figura 4.116. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre septiembre de 2004 y agosto de 2005; y entre noviembre de 2005 y noviembre de 2006, de las sondas situadas en el aire y a -10 y -30 cm, en la estación Misti3 (5.740 m s.n.m)	243
Figura 4.117. Estadísticos mensuales para la serie anual entre septiembre de 2004 y agosto de 2005 de las sondas situadas a -10 y -30 cm, en la estación Misti3 (5.740 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual	243

- Figura 4.118.** Estadísticos mensuales para las series anuales entre noviembre de 2005 y noviembre de 2006 de las sondas situadas en el aire y a -10 y -30 cm, en la estación Misti3 (5.740 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual. (*) Los estadísticos del mes de noviembre se calculan con los 21 datos diarios del mes en 2005 y los 9 de 2006.....244
- Figura 4.119.** Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0° C en la estación Misti3 (5.740 m s.n.m).....244
- Figura 4.120.** Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de observación Misti3 (5.740 m s.n.m.), con los datos de la serie Sp2004/Ag05245
- Figura 4.121.** Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de observación Misti3 (5.740 m s.n.m.), con los datos de la serie Sp2005/Ag06246
- Figura 4.122.** Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para la serie anuales entre septiembre de 2007 y agosto de 2008 de la sonda situada en el aire en la estación Misti4 (5.740 m s.n.m).....246
- Figura 4.123.** Estadísticos mensuales para la serie anual entre septiembre de 2007 y septiembre de 2008 de la sonda situada en el aire en la estación Misti4 (5.740 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual. (*) La media del mes de septiembre para el aire se ha calculado con 25 días de septiembre de 2007 y 5 días de septiembre de 2008.....247
- Figura 4.124.** Estadísticos mensuales para las series incompletas anuales Sp2007/Nv07 de las sondas situadas a -10 y -80 cm; y de las series Nv2007/Sp08 de las sondas situadas a -30 y -100 cm en la estación Misti4 (5.740 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual. (*) A las profundidades de -10 y -80 cm se indica la media del mes de septiembre de 2007 sin los cuatro primeros días. (**) La media del mes de noviembre para las profundidades de -10 y -80 cm se calcula con los datos recogidos entre el 1 de noviembre y el 26 de noviembre de 2007..... 247
- Figura 4.125.** Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0° C en la estación Misti4 (5.740 m s.n.m).....248
- Figura 4.126.** Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de observación Misti4 (5.740 m s.n.m.), con los datos de la serie Nv2007/Ag08249
- Figura 4.127.** Modelo de distribución altitudinal de las TMAA en el complejo Misti-Chachani según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAA de las

estaciones Misti 1, 2 y 4. También se indican las isotermas/isohipsas que marcan el límite inferior del dominio de la helada (-2°C), de los ciclos de congelación y deshielo (0°C) y del ambiente periglaciario (+3°C), según French (2007)	250
Figura 4.128. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA en el complejo Misti-Chachani según un ajuste polinómico calculado con los valores de las TMAA de las estaciones Arequipa SPQU, Misti 1, 2 y 4. También se indican las isotermas/isohipsas que marcan el límite inferior del dominio de la helada (-2°C), de los ciclos de congelación y deshielo (0°C) y del ambiente periglaciario (+3°C), según French (2007).....	251
Figura 4.129. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA en el complejo Misti-Chachani según un ajuste polinómico calculado con los valores de las TMAA de las estaciones Misti 1, 2 y 3	252
Figura 4.130. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA en el complejo Misti-Chachani según un ajuste lineal calculado con los valores de las TMAA de las estaciones Misti2 y 3	253
Figura 4.131. Mapa de radiación solar directa media anual (W/m ²) calculado con ArcGis para el área del complejo volcánico Misti-Chachani, obtenido para el intervalo de estudio entre septiembre de 2004 y agosto de 2005	254
Figura 4.132. Modelo de distribución de TMAA según el método propuesto por Abramov <i>et al.</i> (2008), en el área del complejo volcánico Misti-Chachani, a partir de las TMAA estimadas con los valores de las TMAA de los observatorios de Arequipa SPQU, Misti1, 2 y 4 (Figura 4.127), las TMAA a -10 cm observadas en las estaciones Misti1, 2 y 3; y el modelo de radiación solar directa media anual	255
Figura 4.133. En la tabla se indica el límite altitudinal inferior (en m s.n.m.) de cada una de las categorías establecidas por Abramov <i>et al.</i> (2008), según el modelo de TMAA estimadas, en el Misti. En la última columna se anotan las superficies planimétricas (en m ²) ocupadas por cada uno de los tipos de permafrost en las cumbres del complejo volcánico Misti-Chachani. En este caso la estimación se ha realizado con del modelo de distribución de TMAA de las estaciones Arequipa SPQU, Misti1, 2 y 4 y las TMAA de -10 cm. (*) En el Misti sólo en la ladera SE	255
Figura 4.134. Modelo de distribución de TMAA según el método propuesto por Abramov <i>et al.</i> (2008), en el área del complejo volcánico Misti-Chachani, a partir de las TMAA estimadas con los valores de las TMAA de los observatorios de Arequipa SPQU, Misti1, 2 y 4 (Figura 4.127), las TMAA a -30 cm observadas en las estaciones Misti2 y 3; y el modelo de radiación solar directa media anual	256
Figura 4.135. En la tabla se indica el límite altitudinal inferior (en m s.n.m.) de cada una de las categorías establecidas por Abramov <i>et al.</i> (2008), según el modelo de TMAA estimadas, en el Misti. En la última columna se anotan las superficies planimétricas (en m ²) ocupadas por cada uno de los tipos de permafrost en las cumbres del complejo volcánico Misti-Chachani. En este caso la estimación se ha realizado con del modelo de distribución de TMAA de las estaciones Arequipa SPQU, Misti1, 2 y 4 y las TMAA de -30 cm. (*) En el Misti sólo en la ladera SE	256
Figura 4.136. A. Gráfica de los datos tomados por las sondas instaladas a -5 cm en el suelo durante la campaña 2002/03 de la estación Chacha1 (4.850 m s.n.m). B. Gráfica de los datos tomados por la sonda instalada en el aire y a -30 y -94 cm en el suelo durante la campaña 2007/08 de la estación Chacha1 (4.850 m s.n.m).....	257

Figura 4.137. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre enero y diciembre de 2003 de la sonda situada a -5 cm y para las series anuales entre octubre de 2007 y septiembre de 2008 de las sondas del aire y de -30 y -94 cm, en la estación Chacha1 (4.850 m s.n.m).....	258
Figura 4.138. Estadísticos mensuales para la serie anual entre enero y diciembre de 2003 de la sonda situada a -5 cm, en la estación Chacha1 (4.850 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual	258
Figura 4.139. Estadísticos mensuales para las series anuales entre octubre de 2007 y septiembre de 2008 de las sondas del aire y de -30 y -94 cm, en la estación Chacha1 (4.850 m s.n.m) MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual.....	259
Figura 4.140. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de observación Misti3 (5.740 m s.n.m.), con los datos de la serie Sp2005/Ag06.....	260
Figura 4.141. A. Gráfica de los datos tomados por las sondas instaladas a -5 cm en el suelo durante las campañas 2002/03 y 2004/2005, y de la sonda de -30 cm durante 2004/2005, en la estación Chacha2 (4.976 m s.n.m). B. Gráfica de los datos tomados por la sonda instalada en el aire entre noviembre de 2005 y octubre de 2008, en la estación Chacha2 (4.976 m s.n.m). C. Gráficas de los datos capturados por las sondas de -10 cm (campaña 2005/2006) y de -30 cm (campañas 2005/06, 2006/07 y 2007/08) en la estación Chacha2 (4.976 m s.n.m).....	261
Figura 4.142. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para las series anuales entre enero y diciembre de 2003, de la sonda situada a -5 cm; entre octubre de 2004 y septiembre de 2005, para las sondas situadas a -5 y -30 cm; entre noviembre de 2005 y noviembre de 2006, de las sondas del aire y a -10 y -30 cm; entre octubre de 2007 y septiembre de 2008 de las sondas del aire y de -30 cm, en la estación Chacha2 (4.976 m s.n.m)	261
Figura 4.143. Estadísticos mensuales para las series: entre enero y diciembre de 2003, de la sonda situada a -5 cm; entre octubre de 2004 y septiembre de 2005, de las sondas situadas a -5 y -30 cm; entre noviembre de 2005 y noviembre de 2006, de las sondas situadas en el aire y a -10 y -30 cm; entre diciembre de 2006 y agosto de 2007 (serie incompleta), de las sondas situadas en el aire y a -30 cm; y entre octubre de 2007 y septiembre de 2008 de las sondas situadas en el aire y a -30 cm; en la estación Chacha2 (4.976 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual	262
Figura 4.144. Comportamiento diario de la temperatura del aire (2006) y del suelo a-5 cm (2003) durante el mes más cálido (diciembre y noviembre, respectivamente), en la estación Chacha2 (4.976 m s.n.m)	263

Figura 4.145. Comportamiento diario de la temperatura del aire (2006) y del suelo a-5 cm (2003) durante el mes más frío (junio), en la estación Chacha2 (4.976 m s.n.m)	264
Figura 4.146. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0° C en la estación Chacha2 (4.976 m s.n.m).....	265
Figura 4.147. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de observación Chacha2 (4.976 m s.n.m), con los datos de la serie Oc2004/Sp05	266
Figura 4.148. Temperatura media anual (T), temperatura media mensual mínima (T min) y temperatura media mensual máxima (T max) observadas y estimadas según tendencias lineales, en la estación de observación Chacha2 (4.976 m s.n.m), con los datos de la serie Nv2005/Nv06	267
Figura 4.149. Gráficas de los datos tomados por las sondas instaladas en el aire y a -30 cm en el suelo durante la campaña 2007/08, en la estación Chacha3 (5.331 m s.n.m).....	267
Figura 4.150. Estadísticos anuales de las temperaturas diarias para la serie entre noviembre de 2007 y octubre de 2008 de las sondas situadas en el AIRE y a -30 cm, en la estación Chacha3 (5.331 m s.n.m).....	268
Figura 4.151. Estadísticos mensuales para la serie entre noviembre de 2007 y octubre de 2008 de las sondas situadas en el AIRE y a -30 cm, en la estación Chacha3 (5.331 m s.n.m). MD: temperatura media mensual; MX: temperatura máxima mensual; MN: temperatura mínima mensual; AT: amplitud térmica mensual; Media: promedios de las temperatura medias, máximas, mínima y amplitud mensuales; A anual: amplitud térmica anual. (*)Las medias mensuales se obtienen con los datos de 24 días de noviembre de 2007. (**)Las medias mensuales se obtienen con los datos de 21 días de octubre de 2008	268
Figura 4.152. Número de días en los que la temperatura permanece por encima, por debajo o fluctúa alrededor de 0° C en la estación Chacha3 (5.331 m s.n.m).....	269
Figura 4.153. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA en el complejo Misti-Chachani según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAA de las estaciones Chacha 1, 2 y 3. También se indican las isotermas/isohipsas que marcan el límite inferior del dominio de la helada (-2°C), de los ciclos de congelación y deshielo (0°C) y del ambiente periglaciario (+3°C), según French (2007)	270
Figura 4.154. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA en el complejo Misti-Chachani según la recta de regresión calculada con los valores de las TMAA de las estaciones Arequipa SPQU, Chacha 1, 2 y 3. También se indican las isotermas/isohipsas que marcan el límite inferior del dominio de la helada (-2°C), de los ciclos de congelación y deshielo (0°C) y del ambiente periglaciario (+3°C), según French (2007)	271
Figura 4.155. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA a -5 cm, en el complejo Misti-Chachani según un ajuste lineal calculado con los valores de las TMAA de las estaciones Chacha1 y 2.....	272

Figura 4.156. Modelo de distribución altitudinal de las TMAA a -30 cm, en el complejo Misti-Chachani según un ajuste lineal calculado con los valores de las TMAA de las estaciones Chacha1, 2 y 3	273
Figura 4.157. Modelo de distribución de TMAA según el método propuesto por Abramov <i>et al.</i> (2008), en el área del complejo volcánico Misti-Chachani, a partir de las TMAA estimadas con los valores de las TMAA de los observatorios de Arequipa SPQU, Chacha1, 2 y 3 (Figura 4.153), las TMAA a -30 cm observadas en las estaciones Chacha1, 2 y 3; y el modelo de radiación solar directa media anual	274
Figura 4.158. En la tabla se indica el límite altitudinal inferior (en m s.n.m.) de cada una de las categorías establecidas por Abramov <i>et al.</i> (2008), según el modelo de TMAA estimadas, en el Chachani. En la última columna se anotan las superficies planimétricas (en m ²) ocupadas por cada uno de los tipos de permafrost en las cumbres del complejo volcánico Misti-Chachani. En este caso la estimación se ha realizado con del modelo de distribución de TMAA de las estaciones Arequipa SPQU, Chacha1, 2 y 3 y las TMAA de -30 cm	274
Figura 4.159. Síntesis de los resultados obtenidos en el estudio de las temperaturas del aire y del suelo en el volcán Popocatepetl según las observaciones realizadas en las estaciones, los modelos generados con los gradientes térmicos verticales (Gtv) de las TMAA, y los modelos generados con la metodología propuesta por Abramov <i>et al.</i> (2008), con los valores observados en el Iztaccíhuatl (1) y con los obtenidos en el Popocatepetl (2)	276
Figura 4.160. Síntesis de los resultados obtenidos en el estudio de las temperaturas del aire y del suelo en el volcán Iztaccíhuatl según las observaciones realizadas en las estaciones, los modelos generados con los gradientes térmicos verticales (Gtv) de las TMAA, y los modelos generados con la metodología propuesta por Abramov <i>et al.</i> (2008), con los valores observados en el Iztaccíhuatl (1) y con los obtenidos en el Popocatepetl (2)	279
Figura 4.161. Comparación de las TMAA a -10 cm obtenidas en las distintas alturas de los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl. En rojo se muestran las TMAA que no siguen un gradiente de disminución con la altitud	281
Figura 4.162. Síntesis de los resultados obtenidos en el estudio de las temperaturas del aire y del suelo en el volcán Misti según las observaciones realizadas en las estaciones, los modelos generados con los gradientes térmicos verticales (Gtv) de las TMAA, y los modelos generados con la metodología propuesta por Abramov <i>et al.</i> (2008), con los valores observados en el Misti (1) y con los obtenidos en el Chachani (2)	282
Figura 4.163. Síntesis de los resultados obtenidos en el estudio de las temperaturas del aire y del suelo en el volcán Chachani según las observaciones realizadas en las estaciones, los modelos generados con los gradientes térmicos verticales (Gtv) de las TMAA, y los modelos generados con la metodología propuesta por Abramov <i>et al.</i> (2008), con los valores observados en el Misti (1) y con los obtenidos en el Chachani (2). (*) Si se emplea el modelo con el Gvt que incluye la TMAA de Arequipa SPQU	285
Figura 4.164. A. Glaciar rocoso situado en la cara sur del Cerro Nocarani (5.784 m), de la dorsal volcánica del Chachani (ver localización en la figura 1.3). B. Morrenas en la ladera sur del Chachani. Fotografía: D. Palacios, agosto-2007	293

Figura 5.1. Esquema de la estructura de investigación para el diseño y aplicación de un método de seguimiento de las variaciones morfológicas sufridas por un cauce afectado por lahares secundarios	296
Figura 5.2. Cargas sedimentarias en ríos afectados por volcanes en comparación con otros sistemas fluviales. Según Gran y Montgomery (2005)	297
Figura 5.3. Modelo temporal de recuperación de un sistema fluvial perturbado por una erupción volcánica, según Gran y Montgomery (2005)	300
Figura 5.4. Relación entre la intensidad y la duración de las precipitaciones que causaron lahares en el Pinatubo en un periodo de siete años. Según Daag (2003)	302
Figura 5.5.- Relación entre los tipos de flujos de los lahares originados en el Semeru y la cantidad de precipitación recibida. Según Lavigne y Suwa (2004).....	302
Figura 5.6. Comparación de la topografía del canal Mabinit (volcán Mayon, Filipinas) entre agosto-septiembre de 1985 (mapa de la izquierda y líneas continuas en los perfiles) y enero-febrero de 1986 (mapa de la derecha y líneas discontinuas en los perfiles), según Rodolfo (1989).....	304
Figura 5.7. Diferencia entre los MDE de 2002 y 1997 en el cauce del Remparts (isla Réunion) sobreimpuesta a la ortofoto de 1997, según Gracin <i>et al.</i> (2005)	304
Figura 5.8. Áreas afectadas por los lahares en las erupciones plineanas de 3195-2830 a.C, 800-215 a.C, y 675-1095 d.C. Modificado de Siebe <i>et al.</i> (1996)	305
Figura 5.9. Depósitos de los lahares de 1997 y 2001 en el tramo medio de la barranca de Huiloac. (L. Capra, febrero-2002)	307
Figura 5.10. A: El flujo de piroclastos de enero de 2001 discurrió 6 km por la ladera norte del Popocatepetl y penetró en el bosque, donde dañó a algunos árboles (D. Palacios, febrero-2004). B: Detalles de las pómez del flujo piroclástico de enero de 2001 (D. Palacios, julio-2002)	307
Figura 5.11. A. Localización del canal Tenenepanco-Huiloac sobre el MDE generado a partir del mapa topográfico 1:50.000 (INEGI, 1978). B. Perfil longitudinal de la barranca de Huiloac y de las tres barrancas (Tenenepanco, Espinera y Tepeteloncocone) que constituyen su cabecera, según datos del mapa topográfico 1:50.000 (INEGI, 1978). Sobre el perfil se señalan las divisiones de curso alto, medio y bajo (según Capra <i>et al.</i> , 2004) y los dos tramos donde se realizan los estudios de detalle en esta investigación	309
Figura 5.12. El curso alto del eje Tenenepanco-Huiloac queda enmarcado por morrenas laterales desde su inicio hasta una altitud de 4.150 m. Además hasta los 4.300 m, su margen izquierda discurre al pie de las lavas del Pico de El Fraile. El área recuadrada se amplía en la figura 5.11. A: Fotografía tomada desde 4.200 m de altura hacia la cima del Popocatepetl (febrero de 2008). B: Fotografía realizada desde el Pico de El Fraile hacia el norte (D. Palacios, febrero-2005)	310
Figura 5.13. El lecho del curso alto está tapizado por bloques con un eje mayor superior a los 20 cm y que puede alcanzar los 7 m	311

Figura 5.14. A: La barranca de Tenenepanco se estrecha al encajarse en un material más resistente (1) y se ensancha al encontrar materiales menos competentes (J. Úbeda, febrero, 2006). B: Las morrenas que flanquean la barranca se ven afectadas por la acción erosiva de las aguas corrientes (D. Palacios, julio-2002)	311
Figura 5.15. A: Al abandonar el área de morrenas, la barranca divaga y profundiza menos. A 3.700 m se pueden observar los depósitos abandonados por el lahar de 1997 (1) que de forma discontinua (B) quedan recubiertos por una capa de depósitos del lahar de 2001	312
Figura 5.16. En el curso medio la barranca presenta anchuras variables, con una media de 20 m. La verticalidad de las paredes y la falta de cohesión del material favorecen los procesos de erosión y de incorporación de troncos al cauce (D. Palacios, febrero-2004)	313
Figura 5.17. En el curso bajo la profundidad de la barranca varía entre 3 y 0,5 m. La fotografía está tomada a 2 km antes de llegar a Santiago de Xalitzintla, donde se localizan los últimos depósitos del lahar de 2001 (D. Palacios, febrero-2004)	314
Figura 5.18. Aspecto de la barranca de Huiloac antes de entrar a la población de Santiago de Xalitzintla (L. Capra, febrero-2002).....	314
Figura 5.19. Localización del canal Tenenepanco-Huiloac sobre el modelo del terreno generado a partir del mapa topográfico 1:50.000 (INEGI, 1978). Sobre este mapa topográfico se señalan las áreas de estudio detallado y la información recogida en cada caso	316
Figura 5.20. Tramo de estudio de la barranca de Huiloac con los perfiles transversales tomados en las campañas de febrero y octubre de 2002. Ejemplo del alzado de un perfil (nº 25), donde se señalan algunas medidas relevantes. La fotografía está tomada aguas arriba	318
Figura 5.21. Tramo de estudio de la barranca de Huiloac con los perfiles transversales tomados en las campañas de 2003, 2006 y 2008; y las curvas de nivel generadas con los datos del levantamiento de 2003. Ejemplo del alzado de un perfil (nº 10), en las tres fechas de estudio. Los perfiles y las fotografías se realizan en sentido contrario al flujo del canal	320
Figura 5.22. Localización de los perfiles muestreados en las campañas de 2003, 2006 y 2008 en la barranca de Tenenepanco sobre el mapa topográfico 1:50.000 (INEGI, 1978). B: Sobre la fotografía tomada desde la altura del perfil 5, se señalan aproximadamente los perfiles 1, 2, 3 y 4. C: Alzado del perfil nº 5 en las tres fechas de estudio. Fotografías tomadas en febrero de 2008	321
Figura 5.23. Tramo de estudio de la barranca Huiloac con los perfiles transversales tomados en las campañas de 2003, 2006 y 2008; y las curvas de nivel generadas con los datos del levantamiento de febrero de 2008.....	322
Figura 5.24. Cálculo de las áreas comprendidas entre los perfiles topográficos correspondientes a dos fechas y su clasificación como “erosión” o “deposición”. En el	

ejemplo se presenta la variación del perfil 29 de Huiloac entre febrero (perfil en rojo) y octubre (perfil en azul) de 2002	323
Figura 5.25. Representación de los tipos de distancia posibles en línea recta entre dos puntos A y B.....	324
Figura 5.26. Distintos tipos de medida de la distancia entre los perfiles 4 y 5 de la barranca de Tenenepanco	325
Figura 5.27. Diagrama de flujo explicativo de la metodología llevada a cabo en el tratamiento de la información de los perfiles topográficos en las barrancas de Huiloac y Tenenepanco.....	326
Figura 5.28. Construcción del tin del tramo de estudio de la barranca Huiloac a partir de los puntos muestreados en febrero de 2008. Ejemplo tomado entre los perfiles 19 y 29.....	327
Figura 5.29. Variación de alturas entre los MDE generados para los datos tomados en septiembre de 2003 y febrero de 2008. En color azul se señalan las áreas con disminución de altura (<i>Net Loss</i> , erosión); en rojo, las áreas que han experimentado aumento de altura (<i>Net Gain</i> , sedimentación); y en gris, las áreas que no han sufrido modificaciones (<i>Unchanged</i>). Ejemplo tomado entre los perfiles 19 y 29	328
Figura 5.30. Cálculo en Excel de los valores erosionados y sedimentados en el tramo de estudio de la barranca Huiloac entre septiembre de 2003 y febrero de 2008, a partir de los valores obtenidos en la diferencia de modelos de elevación.....	328
Figura 5.31. Diagrama de flujo explicativo de la metodología llevada a cabo en el tratamiento de la información de los modelos de elevación de la barranca de Huiloac	329
Figura 5.32. Creación del modelo de elevación (tin) a partir de los datos topográficos de la depresión de la cabecera de la barranca de Tenenepanco.....	330
Figura 5.33. El aparato topográfico aparece estacionado en la cresta del <i>levée</i> izquierdo en el perfil 29. El surco está colonizado por la vegetación. Se observa además la ladera superior del <i>levée</i> (A3) en contacto con una amplia terraza lahárica (B1). En el lecho (C1) se distinguen bloques sueltos de distintos tamaños. (Fotografía tomada en febrero de 2008).....	331
Figura 5.34. Detalle de un <i>levée</i> y su contacto cóncavo con las laderas superiores de la barranca. Fotografía tomada en la margen derecha de la barranca al inicio del tramo medio. (L. Capra, febrero de 2002)	331
Figura 5.35. Fotografía realizada en la margen izquierda de la barranca de Huiloac, en el área de trazado del perfil 25, donde se observan las laderas superiores (A3) e inferiores (A4), que se distinguen por la existencia o no de cicatrices de erosión. Se aprecian también dos niveles de terrazas laháricas (B1) y un banco fluvio-lahárico (B2). (Febrero de 2008).....	332
Figura 5.36. Las laderas inferiores y las terrazas laháricas sufren una continua zapa por la base que inestabiliza el depósito y las hace retroceder o incluso desaparecer. En la fotografía se aprecia la zapa en la ladera inferior del margen izquierdo del perfil 7. (Febrero de 2008)	332

Figura 5.37. Detalle de una terraza lahárica (B1) formada por depósitos posteriores a los sedimentados por el lahar de 2001, situada en la margen izquierda del perfil 28. Se observa que su base está siendo zapada. (Fotografía tomada en febrero de 2008)	333
Figura 5.38. A la altura del perfil 4, la ladera de la derecha ha sufrido un gran deslizamiento que ha desplazado los materiales que antes formaban el <i>levée</i> , junto con parte de la ladera superior y la vegetación que crecía encima, y ahora forman un depósito (D1) en el fondo del lecho. (Fotografías tomadas en febrero de 2008)	334
Figura 5.39. Entre los perfiles 5 y 6 la ladera de la derecha ha sufrido un proceso de zapa que la ha inestabilizado y ha provocado la caída de material que se acumula en el fondo (D1)	335
Figura 5.40. Los troncos incorporados al cauce pueden actuar como trampas de sedimentos y modificar la topografía del lecho, formando un “salto de cabecera”. En el fondo de la fotografía se distingue un leñador aprovechando la madera de un árbol recién caído. También destaca un macrobloque (E1) (marcado con el n° 11) que no experimentó ningún cambio durante el período de estudio y que sirvió como referencia para el trazado del perfil 19. (Fotografía tomada en febrero de 2008)	335
Figura 5.41. En septiembre de 2003, en el perfil 28 el lecho de la barranca se encontraba prácticamente libre de bloques (montaje superior), mientras que en febrero de 2008 (inferior) aparece tapizado por bloques. Aunque se desconoce su procedencia, los bloques son indicadores de la dinámica de la barranca	336
Figura 5.42. Matriz de cambios experimentados por la morfología del canal según los procesos actuantes entre dos momentos, situación inicial y situación final. Las claves se explican en el texto	338
Figura 5.43. Estaciones cercanas al volcán Popocatepetl, para las que existen cálculos normalizados de las precipitaciones en la serie 1971-2000	339
Figura 5.44. Estaciones cercanas al volcán Popocatepetl, con datos disponibles de precipitación en 24 horas. Fuente: Servicio Meteorológico Nacional de México	340
Figura 5.45. Perfil longitudinal de la barranca de Tenenepanco realizado con los puntos más bajos de los perfiles topográficos de septiembre de 2003, marzo de 2006 y febrero de 2008	342
Figura 5.46. Perfil longitudinal del tramo de estudio de la barranca de Tenenepanco realizado con los datos obtenidos en septiembre de 2003	342
Figura 5.47. Valores de pendiente (en %) en los subtramos de estudio de la barranca de Tenenepanco (ST), calculados a partir de las alturas de los puntos más bajos de cada perfil y la distancia entre ellos recorriendo el talweg	342
Figura 5.48. Resumen de los valores de erosión y sedimentación estimados entre perfiles (subtramos del 1 al 5) y en el total del trayecto estudiado en la barranca de Tenenepanco	343

Figura 5.49. Resumen de los valores de erosión y sedimentación estimados entre perfiles durante el periodo septiembre 2003/marzo 2006 en Tenenepanco. Los subtramos 1 y 2 se consideran como un único subtramo y se calculan con las variaciones de sección entre los perfiles 1 y 3	344
Figura 5.50. Miembros del equipo de topógrafos de la Universidad de Extremadura y de geomorfólogos de la UNAM trabajando en el perfil 1 de la barranca de Tenenepanco, en febrero de 2008. (A) Obsérvese el paquete de material retenido en el inicio del estrechamiento de la barranca	345
Figura 5.51. Localización de dos ensanchamientos por erosión de las paredes en la barranca de Tenenepanco. En A se muestra la fotografía aérea de febrero de 2003 (SCT), georreferenciada, con los perfiles 1, 2 y 3 y las áreas de los dos ensanchamientos. En la fotografía B (tomada en febrero de 2008) se indica la situación del ensanchamiento inferior respecto del perfil 1 y se aprecia la inestabilidad de las paredes (la nube de polvo que indica la punta de la flecha roja está ocasionada por un desprendimiento). La fotografía C (realizada en febrero de 2004, D. Palacios) es un detalle de la pared derecha del ensanchamiento anterior, donde se observa la cicatriz. Las fotografías D y E (febrero de 2004, D. Palacios) muestran otro ensanchamiento de mayores dimensiones aguas arriba del anterior.....	346
Figura 5.52. Perfiles longitudinales del tramo de estudio de la barranca Huiloac en febrero y octubre de 2002.....	347
Figura 5.53. Perfiles longitudinales del tramo de estudio de la barranca Huiloac en septiembre de 2003, marzo de 2006 y febrero de 2008.....	348
Figura 5.54. Longitud, en metros, y desnivel, en metros y %, entre perfiles para cada fecha de estudio. Los perfiles que cambiaron de localización entre las campañas de octubre de 2002 y septiembre de 2003 (6, 11, 21, 23 y 24) aparecen en naranja, los porcentajes más elevados se resaltan en rojo y los más bajos en azul.....	349
Figura 5.55. Cantidades estimadas de erosión y sedimentación (en m ³) entre los perfiles e intervalos temporales muestreados. Nótese que los subtramos señalados en naranja no son comparables entre las campañas de 2002 y el resto, ya que modificaron su posición a partir de 2003.....	350
Figura 5.56. Variación de la erosión y la sedimentación (m ³ /m) en el tramo de estudio de la barranca Huiloac entre febrero y octubre de 2002.....	351
Figura 5.57. Variación de la erosión y la sedimentación (m ³ /m) en el tramo de estudio de la barranca Huiloac entre septiembre de 2003 y marzo de 2006.....	352
Figura 5.58. Variación de la erosión y la sedimentación (m ³ /m) en el tramo de estudio de la barranca Huiloac entre marzo de 2006 y febrero de 2008.....	353
Figura 5.59. Variación de las tasas de erosión (m ³ /m/mes) en el tramo de estudio de la barranca Huiloac entre las fechas de estudio.....	354
Figura 5.60. Variación de las tasas de sedimentación (m ³ /m/mes) en el tramo de estudio de la barranca Huiloac entre las fechas de estudio.....	354

Figura 5.61. Diferencia por tramo de las estimaciones de erosión y sedimentación entre septiembre de 2003 y febrero de 2008. Los valores de erosión y sedimentación están en m ³	355
Figura 5.62. Resultado de la resta de los MDE de febrero de 2003 y febrero de 2008, en el tramo de estudio de la barranca de Huiloac. Las áreas en las que se produce erosión aparecen en azul y en las que se sedimenta material, en rojo.....	356
Figura 5.63. Superficie (en m ² y %) ocupada por cada forma en cada una de las fechas de estudio, en el tramo elegido en la barranca de Huiloac	357
Figura 5.64. Comparación de la superficie (en %) ocupada por cada una de las formas en las fechas de estudio.....	357
Figura 5.65. Tasas de variación de superficie (m ² /mes) de las distintas formas consideradas en la barranca de Huiloac en periodos de tiempo similares.....	358
Figura 5.66. Mapas geomorfológicos de la barranca de Huiloac para las fechas de estudio: febrero de 2002, octubre de 2002, septiembre de 2003, febrero de 2004, marzo de 2006 y febrero de 2008.....	360
Figura 5.67. Superficies de la barranca de Huiloac afectadas por los distintos procesos geomorfológicos entre febrero de 2002 y febrero de 2008	361
Figura 5.68. Matriz de variaciones morfológicas que muestra la superficie (en %) inicial de cada forma en febrero de 2002 que se ha mantenido o convertido a otra en febrero de 2008. Los Surcos (A1) conservan su superficie en todo el tiempo del estudio (352,44 m ² , 4,42% de total). Se han considerado únicamente los bloques estables (E1) que suponen sólo el 0,21% de la superficie total (17,05 m ²). Los colores se corresponden con el tipo de modificación señalado en la figura 5.67	361
Figura 5.69. Superficies (en m ² y % respecto del total) afectadas o no por los distintos cambios en la barranca de Huiloac para los periodos de tiempo indicados	362
Figura 5.70. Superficies (en m ² y % respecto del total) afectadas o no por los distintos cambios en la barranca de Huiloac para los periodos de tiempo indicados	364
Figura 5.71. Gráficos de precipitaciones realizados a partir de los datos de las series normales de precipitación de las estaciones cercanas al volcán Popocatepetl	366
Figura 5.72. Precipitaciones (en mm) en 24 horas registradas en estaciones próximas al Popocatepetl, en los días 20, 21, 22, 23, 24 y 25 de mayo de 2000; precipitación (en mm) total recogida en el mes de mayo de 2000; y precipitación (en mm) media normal del mes en la serie normal	368
Figura 5.73. Precipitaciones (en mm) en 24 horas registradas en estaciones próximas al Popocatepetl, en los días 19, 20, 21, 22, 23, 24 y 25 de septiembre de 1993; precipitación (en mm) total recogida en el mes de septiembre de 1993; y precipitación (en mm) media normal del mes en la serie normal	369
Figura 5.74. Precipitación en 24 horas (en mm) recogida en la estaciones de Amecameca, Hueyapan, Alponocan y Atlixco entre enero de 2001 y febrero de 2002;	

y en las estaciones de de San Pedro Nexapa, San Andrés Calpan y San Pedro Benito Juárez, durante 2001	370
Figura 5.75. Precipitación en 24 horas (en mm) recogida en la estaciones de Amecameca, Hueyapan y Alponocan entre febrero de 2002 y febrero de 2004; en la estación de Atlixco; entre febrero y diciembre de 2002; y en San Pedro Nexapa, entre enero de 2003 y febrero de 2004	372
Figura 5.76. Precipitación en 24 horas (en mm) recogida en la estaciones de San Pedro Nexapa, entre febrero de 2004 a diciembre de 2005; Amecameca, entre febrero y septiembre de 2004 y entre enero de 2005 y marzo de 2006; y Hueyapan, entre febrero y diciembre de 2004.....	374
Figura 5.77. Precipitación en 24 horas (en mm) recogida en la estaciones de Amecameca y San Pedro Nexapa, entre abril y septiembre de 2006	375
Figura 5.78. Evolución del perfil 6 en la barranca de Tenenepanco entre septiembre de 2003 y febrero de 2008. La fotografía fue tomada durante la realización del trabajo de campo de febrero de 2008	379
Figura 5.79. Evolución morfológica del tramo elegido en la barranca de Huiloac sobre un perfil modelo, en los periodos de estudio.....	384
Figura 5.80. Contraste entre el resultado de comparar (A) los perfiles topográficos levantados en el campo durante las campañas de septiembre de 2003 (rojo) y febrero de 2008 (azul) en el P19, con la diferencia (B) entre los perfiles trazados en el mismo lugar sobre los MDE generados con la nubes de puntos tomadas en las mismas fechas. Mientras que en la realidad la margen derecha perdió material debido a un derrumbe (A), la diferencia de MDE calcula un aumento de la altura del terreno en ese mismo lugar, lo que indica sedimentación (B).....	392
Figura 5.81. Pluviómetro instalado a 4.100 m en la margen izquierda de la barranca de Tenenepanco. Las fotografías fueron tomadas en febrero de 2009 y el agua almacenada en el vaso se encontraba congelada	394
Figura 6.1. Elementos que intervienen en el inicio de los lahares, cuestiones que se plantean para su estudio y criterios temporales que condicionan su utilidad.....	410
Figura 6.2. Organigrama propuesto para el estudio de los factores que originan el inicio de los lahares, en el que se detalla la forma de obtención de la información, los principales tratamientos mediante TIG integrados en un SIG, las áreas de aplicación y el tipo de resultados esperados, cuyo fin es de servir de punto de partida a los responsables de la protección civil y de la planificación territorial	413